Földtani Közlöny

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 129. No. 4.

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Budapest, 1999

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 129. No. 4.

Budapest

ISSN 0015-542X

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest).

Földtani Közlöny 129/4, 479–519 (1999) Budapest

A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténetének rekonstrukciója[1]

A reconstruction of the Quaternary geohistory of Fehér lake at Kardoskút

SÜMEGI Pál[2] – MAGYARI Enikő[2] – DÁNIEL Péter[3] – †HERTELENDI Ede[4] – RUDNER Edina[5]

(8 ábra, 2 táblázat, 1 tábla)

Key words: Quaternary, palaeoecology, lake environment, sedimentology, geochemistry, pollen analysis, malacology

Tárgyszavak: negyedidőszak, paleoökológia, tavi környezet, szedimentológia, geokémia, pollenelemzés, malakológia

Abstract

On the basis of geomorphologic, sedimentological and chronologic data, it is apparent that the Fehér-lake was formed in an abandoned river-bed during the Late Weichselian (Würm) period. Chronological analysis shows that the riverian stage could have developed between 23 000–25 000 BP years. After the cessation of riverian condition and the abandonment of the riverbranch – which still existed during the Pleistocene – a special ox-bow lake evolved in a long stretch of the ancient river.

At this time, beside the autochtonous material, a considerable amount of allochtonous, eolic dust was deposited in a relatively deep, oligotrophic lake – the water level was around 3 m – in a lowland environment. Both the river and the lake were surrounded by taiga forest, and within the coniferous forest there were also small pockets of deciduous trees such as *Betula, Quercus, Ulmus, Tilia*. Due to the appearance of cyclic wildfires (characteristic of the boreal forests) the closed forest was opened temporarily and the taiga forest was replaced by boreal forest steppe vegetation.

Taking into consideration the composition of the malacofauna, the area was under strong Balcan influence during this time period. According to malaco- fauna the northern border of the distribution of Balcan fauna elements extended as far as the southern part of the Carpathian Basin (i.e. Southern Transdanubia, the southern part of the Danube–Tisza Interfluve and the Körös–Maros Interfluve). The area of Kardoskút also belonged to this region. During a short-term warm period (referred to as an interstadial), which developed between 20 000–23 000 BP years, intensive weathering proceeded in the area around the lake, and podzol or podzol-like soil evolved, mainly on floodplains rich in silica.

[1] Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szervezete, Magyar Hidrológiai Társaság és Körös–Maros vidéki Nemzeti Park Igazgatósága által szervezett „Körös–Maros vidék földtani, természetvédelmi, környezetvédelmi és hidrogeológiai kérdése" előadóülésen 1996. június 27–29. A publikáció az F-23129, F-4027 számú OTKA és a FKFP 502 pályázat támogatásával készült

[2] Kossuth Lajos Tudományegyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, 4010 Debrecen Pf.: 4.
[3] Agrártudományi Egyetem, Műszerközpont, 4032 Debrecen Böszörményi út 138.
[4] MTA ATOMKI 4001 Debrecen Pf.: 51
[5] MTA Földrajzkutató Intézet 1062 Budapest Andrássy út 62.

After the termination of the microinterstadial, a slow minerorganic sediment accumulation started with temporary floods; this resulted in riverian sand being interbedded in the profile. Repeated flooding could have been connected with major inundations, when the connection between the abandoned branch of the river and the active river was reestablished; however the energy of floods showed and upward-decreasing tendency in the profile. In the special ox-bow lake environment a similar malacofauna then developed. This is characteristic of the recent lakes of the German–Polish Plain. This type of malacofauna has been defined by certain palaeoecological investigators as the water equivalent of the continental loess fauna (SPARKS & WEST 1972).

The water level of the lake was not permanent, but it indicates that periodical fluctuations. The water was clean, cold, carbonate-rich and slightly alkaline. The lake was surrounded by boreal steppe and closed forest taiga (gallery forest) spots, between 16 000–23 000 BP years (*Fig. 5*).

Subsequently, during the late-glacial period, as a consequence of the advanced accretion process, a shallow lake environment developed. The rate of dust accumulation gradually decreased and finally closed and, presumably, because of the increasing temperature, intense weathering began around the lake. The vegetation and fauna altered, the cold stage taxa declined, and warm-stage taxa appeared and spread.

Unfortunately, as a result of subsequent water movements and sediment desiccation, the pollen contact of these layers was destroyed – hence we have only indirect data about the vegetation change. On the basis of the above-mentioned examinations, the appearance of Central-European and Southeastern-European elements in the malacofauna started around 10 000–12 000 BP years ago in Hungary; therefore, the development of this level could have taken place during this time interval. Simultaneously with vegetation change, there was also a strong geochemical change in the sediment composition and this shows a close relation with the transition of soil formation processes around the lake.

However, in the transformed lake with warmer and shallower water – and in its environment a strong surface- groundwater level – fluctuation started. The pH, measured from the sediment suspension, and the increased dominance of *Anisus spirorbis*, both well indicate the changes that have taken place around the lake and the lake itself. These changes refer to the beginning of the soil alkalization process in the area covered by infusion loess, which could have started at the end of the Pleistocene and the beginning of the Holocene periods.

In the lake environment, on the basis of charcoal, geochemical and sedimentological examinations one another progressive environmental change could be detected at a depth of 130 cm, here the sediment preserved the trace of the first significant anthropogenic activity around the lake. The earlier Hungarian palaeoecological and chronological data (WILLIS et al. 1995, 1996) show that the appearance and spread of clearance burning is connected to the appearance of Neolithic communities which originated from the Mediterranean region around 7000–7500 BP years. From the presence of the early Neolithic communities the area has been continuously populated and cultivated.

After the appearance of the first human activity, the accretion process became rapid and the lake reached its recent state through marsh – i.e. eutrophic lake – marsh stages. At first the marsh condition was stabilized, at least in the eastern part of the lake, then the marsh system dried out and a strong alkalinization process started. On the basis of the near surface salty patches, this stage can be connected to the early historic times.

Manuscript received: 04 06 1998

Összefoglalás

A geomorfológiai, üledékföldtani és kronológiai elemzések alapján a kardoskúti Fehér-tó egy késő-würm korú folyómederben alakult ki. A folyóvízi stádium megszűnése, a folyómeder lefűződése után, még a pleisztocén során egy speciális, hosszan elnyúló mederágban tavi állapot fejlődött ki. Ekkor a tavi üledék mellett igen jelentős eolikus szállítású poranyag halmozódott fel. A folyóvízi és a tavi stádiumban a medret vegyeslombú tajga vette körül, de a ciklikus tajgatűz kialakulása miatt időszakosan ez a tajgaállapot felszakadt és sztyeppés tajga alakult ki. A malakofauna összetétele alapján a területen ebben a periódusban erőteljes délkelet-európai faunisztikai

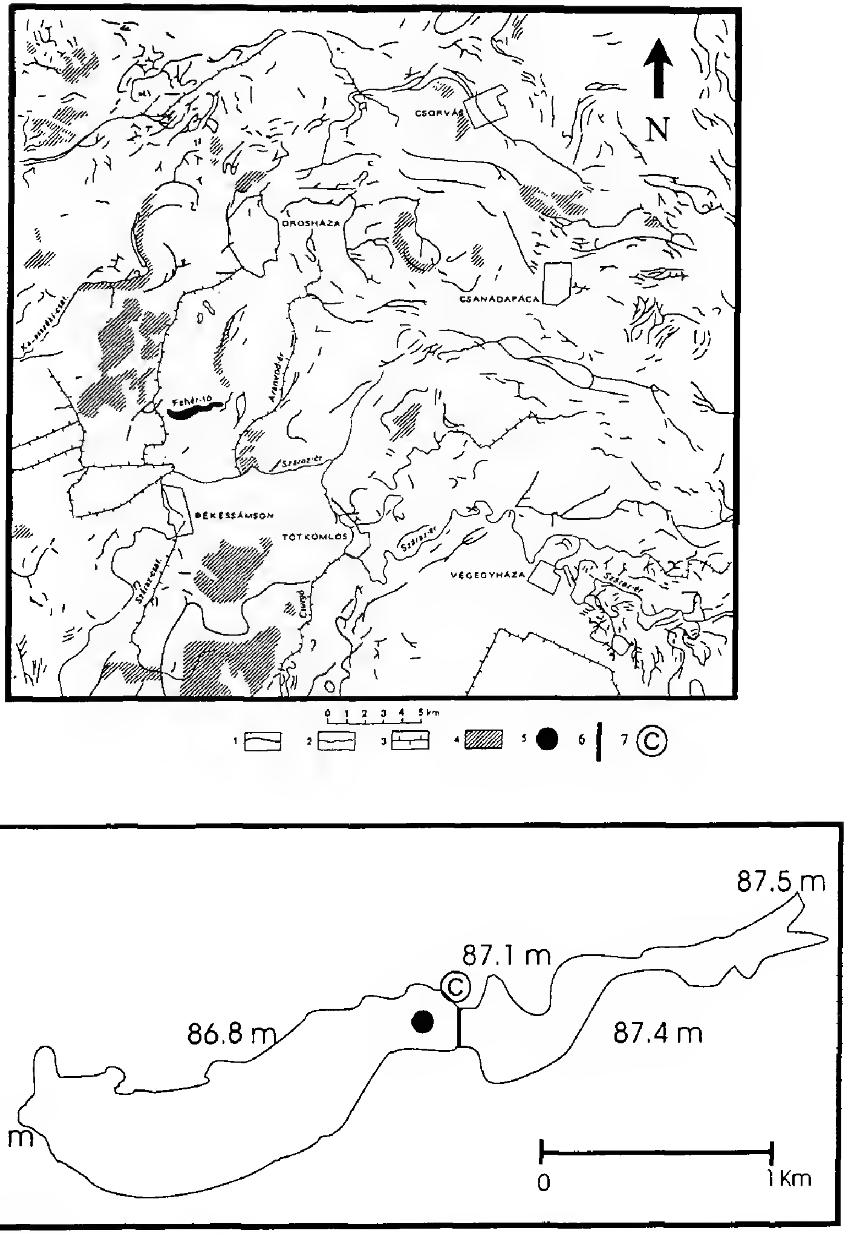
hatás érvényesült. A balkáni hatás az egykori vegetáció összetételében is visszatükröződik. A palinológiai adatok megerősítik SÜMEGI (1996) würm kori vegetációra vonatkozó rekonstrukciós modelljét. A modell szerint az eltérő környezeti igényű és elterjedésű fajok együttélését az eltérő környezeti adottságokkal rendelkező, egymás mellett mozaikosan elhelyezkedő élőhelyek okozták. Ezek a mozaikok nem statikus egységek voltak, hanem az időben zajló ciklikus éghajlati változásoknak megfelelően térben fluktuáltak. A ciklikus tér és időbeli változások következtében az európai, köztük a kárpáti endemikus és dél-kelet-európai, valamint a boreális és az észak-ázsiai elterjedésű fajok átfedő areával rendelkeznek a Kárpát-medencében a késő-würmben, így kihalt paleoasszociációk jöttek létre. A tóban és környékén bekövetkezett változásokat jól jelzi a szuszpenzióból mért pH erőteljes emelkedése és az *Anisus spirorbis* faj dominanciájának növekedése. Ezek a változások arra utalnak, hogy a tó környezetében kialakult infúziós löszterületeken szikesedési folyamatok is megindulhattak már a pleisztocén végén. A holocén fauna dominánssá válása, a *Cepaea vindobonensis* faj megjelenése a radiokarbon adat alapján 8 000-9 000 BP évek között történt meg a területen és ez az adat jó egyezést mutat a többi, kora-holocén, radiokarbon adatokkal datált kvartermalakológiai adattal. A tavi környezetben a pernyeadatok és az üledékföldtani-geokémiai elemzések alapján még egy erőteljes hatást lehetett kimutatni mintegy 1,3 méteren, amikor a terület megőrizte az első erőteljes emberi hatásokat is. A kora neolit közösségek megjelenésétől és környezetre gyakorolt hatásától kezdődően a tavi üledékben folyamatos emberi hatásokat lehetett kimutatni. Ebből arra következtettünk, hogy a tó környéke 7 000-8 000 BP évtől lakott és művelt volt.

Bevezetés

A kardoskúti Fehér-tó a Dél-Tiszántúlon, Orosházától 12 km-re dél-nyugati irányban terül el (*1. ábra*). A térség legfontosabb természeti értékei közé tartozik, jelentőségét növeli, hogy a szikes tavak az utóbbi években megfigyelhető csökkenő csapadékmennyiség, az erőteljes környezetszennyezés és belvízelvezetés miatt az egész Alföldön eltűnőben vannak. A Fehér-tó medre is az elmúlt 15 év aszályos időjárása és a környék belvízrendezése miatt fokozatosan kiszáradt. A tó megmentésére irányuló kezelési terv kidolgozása kapcsán a Körös–Maros Vidéki Természetvédelmi Felügyelőség kérésére került sor a tó fejlődéstörténetét feltáró vizsgálatsor elvégzésére.

Munkánk célja a kardoskúti Fehér-tó medrének környezetében és magában a mederben lezajlott őskörnyezeti változásoknak paleoökológiai, földtani és őslénytani módszerekkel történő modellezése volt.

A tómeder és környékének földtani kutatásait MOLNÁR & MUCSI (1966) kezdték el és a tó kialakulására és fejlődéstörténetére vonatkozó első megállapításokat is ők közölték. A kardoskúti Fehér-tó a Körös–Maros közének legnagyobb tava (*1. ábra*), amely K–Ny-i irányban 3594 m hosszú, míg É–D-i irányban legnagyobb szélessége 500 méter. A tó folyómederben alakult ki (MOLNÁR & MUCSI 1966). A folyómeder kialakulásának korát a középső- és késő-würm határára, a késő-würm kezdetére feltételezték (MOLNÁR & SZÓNOKY 1976). A vizsgált terület két, a negyedidőszak során legintenzívebben süllyedő rész, vagy más néven fiókmedence, a Körösök vidéke, illetve a Tisza-Maros torkolata (SÜMEGHY 1944; RÓNAI 1972, 1985) között helyezkedik el, és a Maros-ősfolyó által kialakított pleisztocén hordalékkúp peremének tekinthető (RÓNAI 1985).



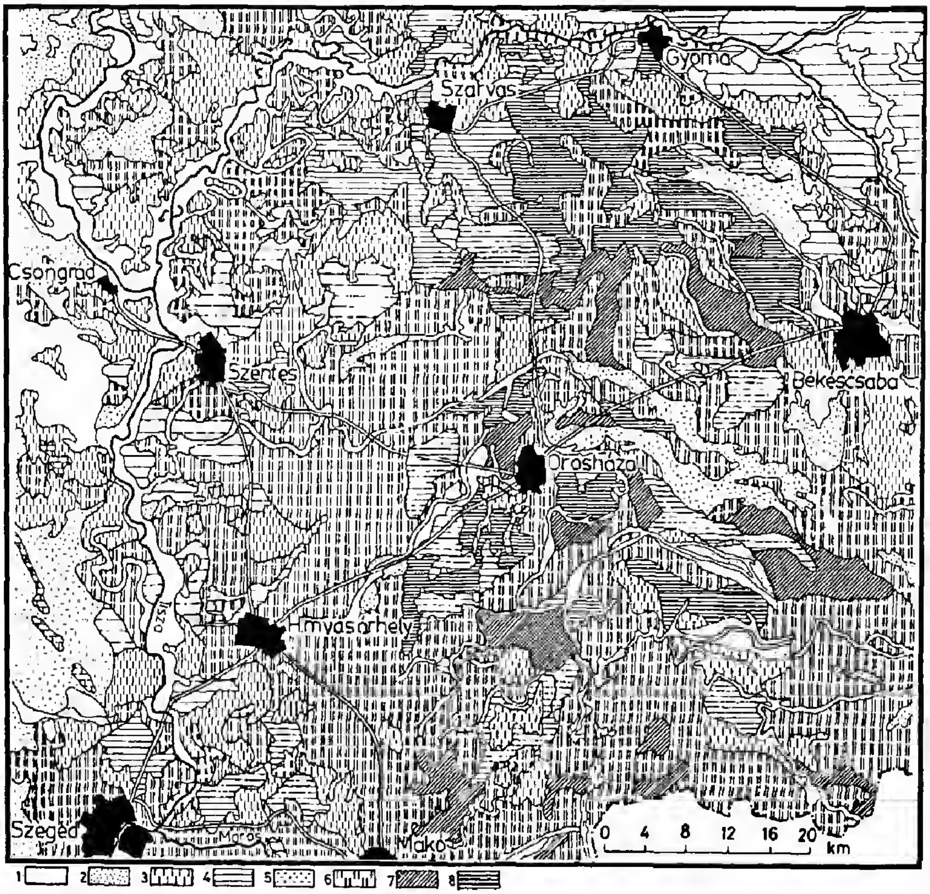
1. ábra. A Fehér-tó és a Dél-Tiszántúl elhagyott folyómedrei. 1. Jelenlegi folyómeder, 2. Elhagyott folyómeder, 3. Csatorna, 4. Vízállásos terület. 5. Zavartalan magkihozatalú fúrás helye a Fehér-tó medrében. 6. Töltés 7. Madárvárta

Fig. 1. The Fehér lake and inactive river channels of South-Tiszántúl. 1 Recent river channels, 2 Inactive river channels, 3 Canals, 4 Stagnant water area, 5 Position of borehole in the bed of Fehér-lake, 6 Hurdle 7 Observatorium of birds

A Fehér-tó közvetlen környezetében különböző 1,0–2,0 m közötti vastagságú, elsősorban homokos üledékösszletre települt ártéri, löszszerű üledék illetve infúziós lösz fejlődött ki (RÓNAI 1983, 1985). Az alföldi ártéri löszszerű üledékek lito- és biofácies elemzése alapján (MÁRTON et al. 1979; SZÓNOKY 1963) ez az üledéktípus lassan mozgó vagy állóvízi környezetben, dús, mocsári jellegű növényzeti borítás mellett halmozódott fel. Az infúziós lösz jelentős agyag- és durva-kőzetliszt tartalma alapján feltételezik, hogy az eolikus és ártéri üledék képződése keveredett szingenetikusan (FÖLDVÁRI 1956), vagy a korábban már lerakódott lösz anyaga fluviálisan áthalmozódott (PÉCSI 1993). A jelentős agyag- és karbonáttartalmú ártéri, löszszerű üledékek felszínközeli rétegeiben a ritmikus talajvízmozgás esetén viszonylag gyorsan alakulhatnak ki szikes rétegek (SCHERF 1935; SZÉKYNÉ FUX & SZEPESI 1959). Ilyen alapkőzet adottságokkal rendelkező holocén szikes talajszintet találunk a kardoskúti Fehér-tó északnyugati peremén, Székkutas és Kardoskút települések között (KISS 1959, 1963, 1971).

A terület negyedidőszaki képződményeinek elhelyezkedésében és kialakulásában a dél-alföldi folyóvízi hálózat kialakulása és átformálódása játszotta a legjelentősebb szerepet (MOLNÁR 1960, 1964, 1967, 1973). A folyóvízi üledékképződés áttevődésében, a hordalékkúpok kialakulásában a negyedidőszaki kis kiterjedésű (100–500 km^2 nagyságú), helyi süllyedések és kiemelkedések voltak a meghatározóak (SÜMEGHY 1944; BORSY et al. 1969). A süllyedékek közötti orosházi hát (RÓNAI 1985) területe átnyúlik Romániába, az Erdélyi-középhegység pereméig. Az orosházi hátat egy negyedidőszaki képződményekből álló hordalékkúp fedi (*2. ábra*), amelyet a Maros-folyó alakított ki. Területe meghaladja az 5000 km^2-t, tehát a nyírségi hordalékkúppal megegyező nagyságú, de nem emelkedett ki, ezért élesen nem különül el a környező tájaktól, és különböző genetikájú löszök fedik. A hordalékkúp szerkezete más, mint a nyírségi hordalékkúpé, hiszen a Maros-folyó különböző időben kialakult, a hordalékkúpon mozgó folyó- és fattyúágai építették fel, és így a durva üledék nem alkot egységes takarót. A marosi hordalékkúpon kiemelkedés és a talajvízszint csökkenése következtében kialakult kiszáradás és futóhomokmozgás sem játszódott le, így a hordalékkúp még a felszínközeli rétegeiben is megőrizte eredeti heterogén szerkezetét. A kőolajkutató fúrások elemzése alapján a negyedidőszaki kisebb vastagságú kifejlődés a vizsgált területen kapcsolatban van a magasabb helyzetű alaphegységi, illetve neogén aljzattal (SZEPESHÁZY 1979), amely az Erdélyi-középhegység felől fokozatosan lejt Battonya–Orosháza–Fábiánsebestyén irányába.

A tó fejlődéstörténete szempontjából kiemelkedő jelentősége volt a különböző termelő gazdálkodást folytató csoportok megtelepedésének ezért a kora-neolitikumtól, a Körös-kultúra megjelenésétől kezdve összegyűjtöttük a térségre vonatkozó régészeti adatokat is. Régészeti vizsgálatokat és településtörténeti kutatásokat BANNER (1943), OLASZ (1959), NAGY & SZIGETI (1984) és BLAZSOVICH (1985) végeztek a tó környékén. A régészeti feltárások eredményei szerint a tó környéke az újkőkortól kezdve szinte folyamatosan lakott volt és a tó közvetlen környékéről az alábbi népek nyomai kerültek elő: Körös-kultúra, Badeni-kultúra, kora és újabb vaskor, szkíták, szarmaták, avarok és gepidák.



2. *ábra.* A vizsgált terület földtani térképe (RÓNAI 1985 nyomán). Holocén: 1. friss ártér, öntésföld, 2. homok, 3. iszap, kőzetliszt, 4. agyag. Pleisztocén: 5. homok, futóhomok, 6. lösz, homokliszt, 7. iszap, 8. agyag

Fig. 2. Geological sketch map of the analysed region (by RÓNAI *1985). Holocene: 1 Recent 2 Sand, 3 Silt, mud, 4 Clay, Pleistocene: 5 Sand, wind-blown sand, 6 Loess, silt, 7 Mud, 8 Clay*

Módszerek

A fúrásokat motoros spirálfúróval és a nemzetközi paleoökológiai vizsgálatok során elfogadott és használatos Livingstone- illetve Orosz-fejjel és az ún. "átlapoló" módszerrel mélyítettük le. A mintákat hazaszállítás után a különböző vizsgálati céloknak megfelelően hosszában elvágtuk, és a pollenanalitikai vizsgálatra, geokémiai elemzésre szánt részeket, a nemzetközi vizsgálat kívánalmainak megfelelően, 4°C -on tároltuk. A 6,3 méteres szelvényből 43 mintát elemeztünk meg szemcseösszetételre. A szemcseösszetételi vizsgálatra szánt minták megegyeztek a geokémiai (6,3 méteres szelvény, 41 minta), pollenanalitikai (6,3 méteres szelvény, 41 minta), kvartermalakológiai vizsgálatokra

(6,3 méteres szelvény, 41 minta) felhasznált mintákkal. Ez utóbbiak esetében a 6,3–6,5 méteres szakaszból, a folyóvízi apróhomokos középhomok szintből nem készült elemzés, mert ősléenytanilag ez a szint steril volt, a részletes fő- és nyomelemzéseket pedig a tömegesen fellépő, homokfrakciót alkotó, mállatlan szilikátok tették értelmetlenné.

A szedimentológiai elemzések során a Casagrande-féle areométeres szemcseösszetétel meghatározást (VENDEL 1959) használtuk fel. Az üledékfácies leírásai során a Troels-Smith-féle (TROELS-SMITH 1955) nemzetközi lazaüledék nevezéktani kifejezéseket és szimbólumrendszert használtuk.

Az uszadékfából, mésziszapos szintből, bemosott faszenes rétegből radiokarbon vizsgálatokat végeztettünk el az ATOMKI Könnyűizotóp Laboratóriumában. A feltárás menete és a mérésfeltételek HERTELENDI et al. (1989) által közölteknek megfelelő volt.

A geokémiai vizsgálatokat DÁNIEL Péter végezte el a debreceni Agrártudományi Egyetem Talajtani Tanszékének Laboratóriumában. A fő- és nyomelem vizsgálatok öt lépésben történtek, a desztillált vizes rázatástól a gyengén savas feltáráson keresztül a teljes feltárásig (DÁNIEL et al. 1996). A geokémiai elemzés első lépéseként az üledékmintákat 20 ml desztillált vízzel és peroxiddal keverve 2 x 10 percig rázattuk, majd a vizes extrakció elemzését végeztük el. A következő lépés ugyanarra a mintára vonatkozóan pH = 5 Na-acetát/ecetsav pufferes 1,5 órás extrakció volt (RABENHORST & WILDING 1984). Mivel ez a puffer csupán a savasságával hat és hatása nem specifikus, elsősorban a karbonátos mintákat bontja, ezért tulajdonképpen a karbonátok összetételét kaptuk meg. A következő lépés ugyanazon mintákra vonatkozóan a DCB (ditionit-citrát-bikarbonát) extrakció volt, 3 x 5 percig 85°C fokon (MEHRA & JACKSON 1960). A negyedik lépésként 100 ml Lakanen-Erviö oldatos (pH 4,65-re állított EDTA) extrakció azt mutatta meg, hogy melyik mintában mennyi savoldható elemtartalom maradt az elvégzett extrakciók után. Az utolsó lépésként használt teljes feltárás (30%-os H_2O_2 + 65%-os HNO_3 eleggyel blokkroncsolóban) esetében pedig az extrakciós lépések után fennmaradt ásványi állapotú aluminoszilikát struktúra elem-összetételi jellegzetességeit vizsgáltuk meg. Ennek a feltárási sorozatmódszernek az a lényege, hogy a kolloidálisan a szilikátok felszínéhez kötődő elemeket, a különböző ásványi állapotban lévő elemeket és a szilikátvázban lévő elsődleges, vagy másodlagos kationokat elkülönítve mérjük meg. A geokémiai elemzéseket az üledékszuszpenzió pH mérésével egészítettük ki. A sorozatfeltárással készült geokémiai elemzésnél paleoökológiai szempontból legfontosabb információnak a vizes extrakcióval készült vizsgálat bizonyult, ezért a geokémiai eredményeknél, elsősorban a vizes extrakció eredményeit mutatjuk be, de a többi vizsgálati lépés alapján levonható legfontosabb geokémiai következtetésekre is kitértünk a geokémiai eredmények bemutatásánál.

A fúrásszelvényből a folyamatos magmintavétel szakaszon 8, míg a Földvári-féle fúrófejjel vett minták esetében 10 centiméterenként vettünk mintát a pollenanalitikai vizsgálatok elvégzéséhez. A pollenminták feltárását, vizsgálatát és értékelését MAGYARI Enikő végezte el.

A kémiai feltárást a Cambridge-i Egyetem Növénytani Tanszékén CWYNAR (1979) mikroszűréses módszerével végeztük, 10 mm lyukátmérőjű szűrőn. Ezt a módszert kifejezetten minerogén üledékekre dolgozták ki, a kis szemcseméretű agyagfrakció eltávolítására. A mikroszűréses módszerrel nyert pollenminták mikroszkópos képe sokkal tisztább, mint a standard HF-os eljárással feltárt mintáké, és pollenkoncentrációjuk is jelentősebb.

A pollenkoncentráció meghatározásához a *Lycopodium* spóratablettás módszert alkalmaztuk (STOCKMARR 1971). Mivel Magyarországon ez a módszer még nem elterjedt, ezért röviden összefoglaljuk az eljárás lényegét. A tabletták meghatározott számú acetolizált *Lycopodium* spórát tartalmaznak. Nagyon fontos, hogy a feltárási folyamat első lépésében adjuk a mintához, mert így a feltárás során esetlegesen fellépő pollenveszteség azonos mennyiségű *Lycopodium* spóra elvesztésével jár, és ez által a jelző spóra és a fosszilis taxonok közötti arány változatlan marad. A számolást a megszokott módon végezzük azzal a különbséggel, hogy a *Lycopodium* spórák számát is feljegyezzük. Az értékelés során – mivel a jelző spóra kiindulási mennyisége ismert – az arányok segítségével könnyen kiszámolhatjuk az összpollenkoncentrációt, a pernyekoncentrációt és az egyes fosszilis taxonok koncentrációját is. Előnye a módszernek más abszolút extrakciós technikákkal szemben, hogy nem szükséges a fedőlemez alatti teljes területet kiszámolni. A szedimentációs ráta ismeretében pedig lehetővé válik a taxononkénti polleninflux (pollenszem/cm^2/év) kiszámítása.

A minták feltárásához legalkalmasabb módszer keresése során néhány réteget a Magyarországon általánosan alkalmazott Zólyomi–Erdtman-féle $ZnCl_2$-os eljárással (ZÓLYOMI 1952) is feltártunk. A mintákat úgy választottuk ki, hogy minden különböző üledékrétegtani egységet érintsünk. Az eredmények alapján elmondható, hogy az 500–620 cm közötti rétegek esetében ez a feltárási módszer is alkalmasnak bizonyult, ugyanakkor a jelentős mennyiségű agyagfrakciót tartalmazó rétegeknél még HF-os kezelés beiktatásával sem kaptunk kiértékelhető mintákat.

A kémiai feltárás során kinyert pollendús szerves anyagot szilikonolajba ágyazva vittük tárgylemezre. Minimum 200 pollenszem kiszámolására törekedtünk, hogy statisztikailag értékelhető eredményt kapjunk, 80 szem alatt a rétegeket sterilnek tekintettük, ez esetben feljegyeztük a megfigyelt fajokat. A mikroszkópi értékeléshez 600–1000 x nagyítást alkalmaztunk. A pollen-és spóraszemek meghatározását a Cambridge-i Egyetem Növénytani Tanszékén található pollenreferenciaanyag, valamint fényképes határozókönyvek alapján (MOORE et al. 1991; RAILLE 1992) végeztük. A pernyekoncentráció meghatározása CLARK (1982) pont-számolásos módszerével történt. Az eredményeket cm^2cm^{-3} mértékegységben tüntettük fel a pollendiagramon.

Az uszadékfaként előkerült égett faszenek vizsgálatánál (RUDNER Edina), a mintaanyag gyantában történő beágyazásánál, vizsgálatánál és értékelésénél GREGUSS (1948) és CLARK (1988) módszereit követtük.

A malakológiai elemzéseket is a folyamatos magvételű fúrásból végeztük, 10 cm-ként nyertük ki a molluszka héjakat 0,5 mm átmérőjű szitán. A kevésbé jelentős egyedszám miatt a malakofaunát csak 20 cm-ként összevontan tudtuk

értékelni. A határozáshoz KERNEY et al. (1983), GLÖER et al (1983) anyagait, a paleoökológiai értékeléshez SPARKS (1961), LOŽEK (1964), MEIER (1985), KROLOPP & SÜMEGI (1992, 1995) munkáit használtuk fel.

A komplex paleoökológiai értékeléshez BIRKS & BIRKS (1980) modelljét és elemzési rendszerét használtuk fel. A számítógépes feldolgozást a PSIMPOLL program (BENNETT 1992) felhasználásával végeztük el. A statisztikai értékeléshez a szedimentológiai, geokémiai és malakológiai adatok esetében az SPSS programcsomagot, míg a pollenanalitikai eredmények esetében a PSIMPOLL programot alkalmaztuk.

Vizsgálati eredmények

A kardoskúti negyedidőszaki képződmények térbeli és időbeli kifejlődése

A geomorfológiai elemzéseink egyértelműen az bizonyítják, hogy egy hosszú folyómeder szakasz egészben, több kilométer hosszan lefűződött, levágódott az élővízrendszerről és így alakult ki a Fehér-tó medre.

A Fehér-tó mederrendszere a Maros-hordalékkúpján fejlődött ki (MOLNÁR & MUCSI 1966, MOLNÁR & SZÓNOKY 1976), és a nehézásványtani elemzések alapján (MOLNÁR 1966) marosi származású. Ilyen hegylábfelszínektől induló, legyező alakú hordalékkúpon, a háttérbázison vagy az előtérben bekövetkezett tektonikus változás hatására egész folyómederrendszerek, hosszú folyószakaszok szakadhatnak le a folyómeder gyors áthelyeződése, a hordalékkúpról történő lecsúszása következtében (BUTZER 1976, SCHUMM 1974).

Ilyen mederszakaszleválás során nem a klasszikus morotvatavak jönnek létre, hanem hosszan elnyúló tórendszerek, amelynek egyes szakaszain, az eltérő helyi környezeti hatások következtében igen eltérő üledékes és hidrológiai környezet alakulhat ki. Ezeknek a leszakadt folyóágaknak az élővízrendszerhez történő visszakapcsolódása is igen gyors folyamat, amely nemcsak tektonikus, hanem éghajlati hatásra is bekövetkezhet. Ennek következtében a hosszan elnyúló morotvatavakban nemcsak tavi, kőzetlisztben dús üledék, hanem időszakos folyóvízi üledékképződésnek megfelelően homoklencsék, homoksávok is lerakódhatnak. Tehát ezek a tavak igen változékony rendszerek a klasszikus morotvatavakhoz képest, amelyekben elsősorban az áradási ritmusoknak megfelelő ciklicitású üledékek halmozódhatnak fel.

A morotvatavakat a paleoökológiai munkák, pollenanalitikai szempontból nem tartják ideális mintavételi objektumnak (BIRKS & BIRKS 1980), mert az időszakos átfolyások során a víz nagyobb távolságról eredő pollenszemeket hordhat az üledékbe, és az áramlás felkavarhatja az üledék felszíni rétegeit. Ez a keveredés az üledékföldtani, geokémiai és paleontológiai eredményeket torzíthatja. Az elmúlt években több tafonómiai vizsgálatot végeztek a feltöltődő morotvatavakon É-Amerikában (FALL 1987). Az eredmények a kiértékelési problémák miatt rendkívül vitatottak (HALL 1989). Ugyanakkor vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy a morotvatavakban felhalmozódó pollenek döntő

többsége extralokális és lokális eredetű és a kisebb méretű üledékgyűjtőkhöz hasonlóan ezekben a morotvákban is a part menti növényzetből származó pollenek halmozódnak fel, bár az áradmányok által sodort, a víz felszínén lebegő pollenek a kőzetliszt frakcióval együtt feldúsúlhatnak és a pollen-összetétel az üledék-összetétel függvényévé válhat (FALL 1987).

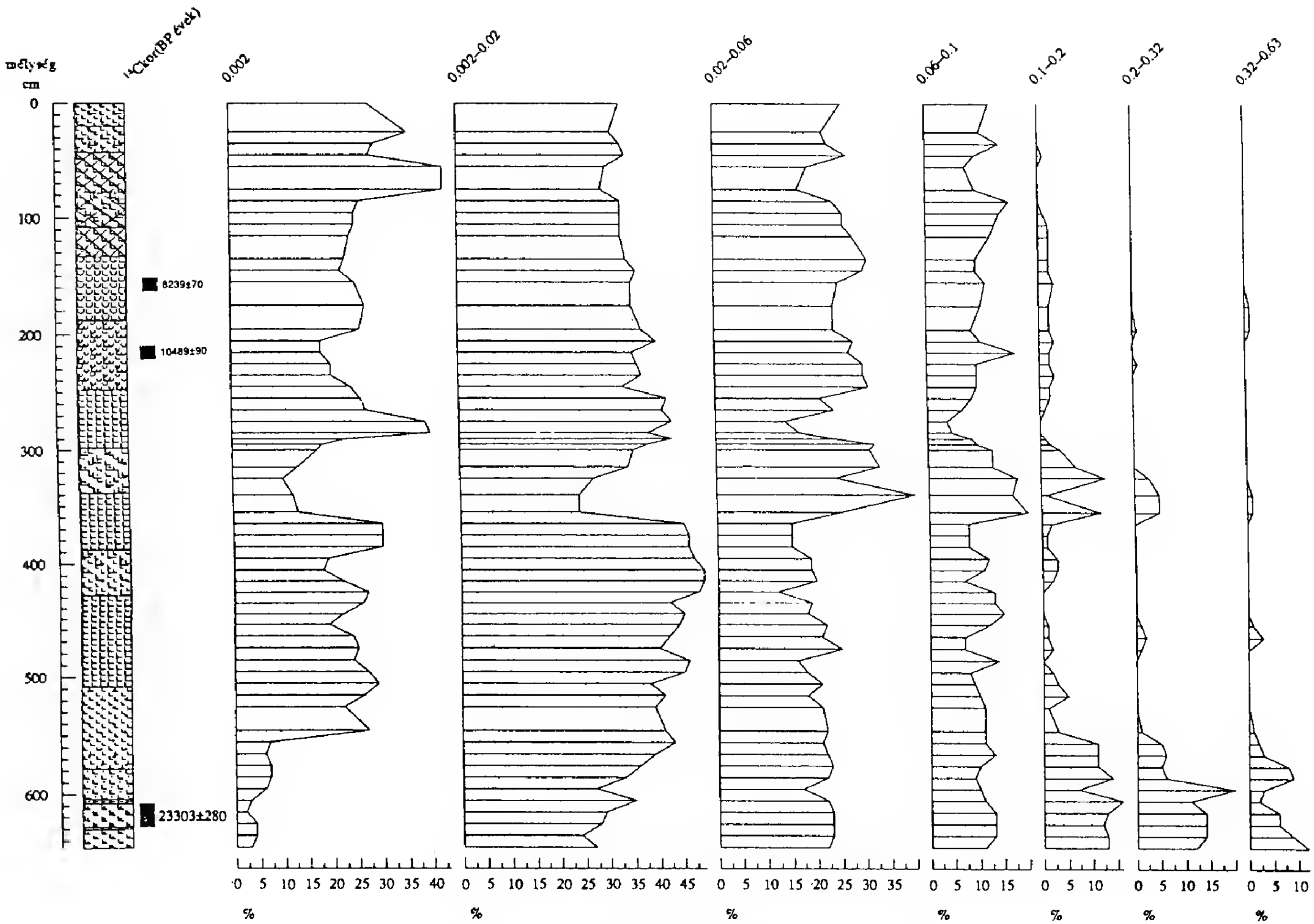
A szedimentológiai és litológiai vizsgálat eredményei

A tó medrében kialakított fúrás makroszkopikus litofaciológiai és a szedimentológiai elemzései alapján a következő képződményeket sikerült lehatárolni a területen (3. *ábra*).

Megközelítőleg 6,5–6,3 métertől sötétszürke színű, apróhomokos középhomok réteg található, amely végighúzódik a meder teljes szélességében. Jellemző erre a szintre az egykori ülepítő közeg jelentős energiája, elsősorban a homokfrakciók kiugró aránya. Enyhén keresztrétegzett, karbonátos, helyenként apró, indifferens Mollusca héjtöredékeket tartalmaz. Az üledékből származó szemcsék alakja, szilánkos kifejlődése, a rétegzettség alapján jelentős energiával szállítódott és akkumulálódott üledékről van szó, amelyet folyóvíz szállított, illetve halmozott fel. A fúrások alapján a meder kitöltése egyenetlen volt, a mederben kisebb-nagyobb térszínkülönbségek alakultak ki az egykori üledék-felhalmozódást alapvetően befolyásoló helyi áramlásoknak megfelelően.

Mintegy 6,3–6,1 méter között, a zöldesszürke színű, kőzetlisztes homokba ágyazott a sötétszürke színű, apróhomokos középhomokban, szenesedett növényi maradványok, szervesanyagban dús üledékrészek kerültek elő. Ezek a növényi maradványok a Fehér-tó medrének középső harmadába koncentrálódtak. A bennük talált égett, apró, fűzfélékhez (*Salix* sp.) tartozó ágdarabok, valamint *Typha* (gyékény)-maradványok, illetve a réteg kifejlődése alapján, áradások által szállított, majd a vízszint csökkenése miatt megrekedt növénycsomókból alakulhatott ki ez a kezdeti fosszilizáción átesett, jelentős szervesanyagtartalmú szint, amely lehetővé tette a rétegösszlet radiokarbon-elemzéssel történő, pontosabb korolását is.

6,1–5,1 méter között zöldesszürke színű, karbonátos finomhomokos apróhomok illetve agyagos kőzetlisztsávok váltogatják egymást, de a felszín felé a kőzetliszttartalom, különösen a finomkőzetliszt frakció aránya fokozatosan jelentősebbé vált. A homokfrakció mennyiségének csökkenésével egyidőben az üledék szerkezete is megváltozott és enyhén laminált kőzetlisztes rétegekben csak sávok és lencsék formájában jelentkezett homokbeágyazódás, a fekü felé durvább, a felszín felé finomabb szemcseösszetétellel. A szemcseösszetétel, a rétegzettségi viszonyok változása jelentős őskörnyezeti változásra utal, az egykori folyóvíz energiája jelentősen csökkent a folyó élőmedrének áthelyeződéséből, esetleg a lefolyási területen bekövetkezett csapadékcsökkenés, vagy a folyó esésének – tektonikai okokból történő – csökkenéséből fellépő energiaszint kiegyenlítődés miatt. A mederrendszerben az áramló, folyóvízi állapot ekkor fejeződött be, ezért ennek az átmeneti üledékrétegnek a kifejlődése rendkívül változatos szemcseösszetételű.



3. *ábra*. A szedimentológiai vizsgálatok eredményei

Fig. 3. The results of sedimentological analyses

5,1–2,5 m között zöldesszürke színű, kőzetlisztes agyagréteg húzódik. Az előző rétegekhez képest a legjelentősebb változás ebben a szelvényszakaszban alakult ki. A folyóvíz lefűződött, levált az élővízágról és morotvatóvá alakult. A tavi üledékképződés tisztavizű (oligotróf), karbonátos környezetben játszódhatott le, jelentősebb fitomassza tömeg a tavi környezetben nem alakult ki, annak ellenére, hogy a réteg kifejlődése és vastagsága hosszabb ideig fennálló tavi környezetet sejtetnek. Ebben a tavi környezetben jelentősebb mennyiségű allogén, ún. "minerorganikus" üledék (OLDFIELD 1978) halmozódhatott fel, elsősorban eolikusan szállítódott szemcsék leülepedése és vízben történő felhalmozódása révén. Ilyen minerorganikus típusú üledék-felhalmozódás az ÉK-magyarországi, egykori tavi rendszerek elemzése alapján igen jellemző volt a würm végére (WILLIS et al. 1995, 1996, 1997). Az agyagos kőzetlisztréteg nem homogén kifejlődésű, hanem agyagosabb és homokosabb sávokat és lencséket tartalmaz.

Ezt a szintet a folyóhátakon kialakult infúziós löszrétegekkel sikerült párhuzamosítani. Irodalmi adatok alapján (MÁRTON et al. 1979, PÉCSI 1993; KROLOPP & SZÓNOKY 1989) ismeretes, hogy az infúziós löszök kialakulása 18 000–24 000 BP évek között indult meg a Nagyalföldön és mintegy 12 000 BP évvel ezelőtt szűnhettek meg képződésük környezeti feltételei (KROLOPP & SÜMEGI 1995). Az infúziós lösz és a minerorganikus mederüledék települési viszonyok alapján egyértelmű, hogy a folyóvízi stádium legalább felső-würm kori és a folyóvizet követő tavi állapot jelentős része pleisztocén korú volt.

A 4,3–3,9 m közötti agyagos kőzetliszt rétegekbe ágyazott finomhomokos apróhomoksávok, lencsék és rétegek alapján feltételezzük, hogy a tavi üledékképződést egy folyóvízi átfolyás szakította meg. Feltehetően a klíma csapadékosabbá válásával a már lefűződött folyómeder újra élővízi elöntést kapott – valószínűleg csak a legnagyobb áradások során. A fúrások alapján ez az üledékréteg csak a meder centrumában fejlődött ki. A réteg kiterjedése alátámasztja a szezonális folyóvízi stádium kialakulását. Az időszakos folyóvízi, élővízi stádium kialakulását követően újra tisztavizű, szervesanyagban szegény (oligotróf) tavi rendszer alakul ki a mederben, amelyben az allogén üledékinflux és a minerorganikus üledék-felhalmozódás folytatódik (3,9–3,2 m). Ez a tavi rendszer teljesen hasonló kifejlődésű, mint a folyóvízi átfolyást megelőző tavi üledékösszlet. Megközelítőleg 3,2–2,8 m között újabb folyóvízi, finomhomokos közbetelepülések, sávok és lencsék jelentkeznek. A rétegzett kőzetlisztes homok mindössze néhány méter kiterjedésű, amely igen rövid idejű folyóvízi tevékenységre enged következtetni. Gyakorlatilag csak az egykori legmélyebb pontokon, a sodorvonalban rakódott le durvább szemcseösszetételű üledék. Rövid ideig tartó, szezonális folyóvízi hatást tükröz a litofácies kifejlődése. Az igen kis energiájú, rövid ideig tartó élővízi elöntés után visszaállt tavi rendszerben bár alapvetően a minerorganikus üledékakkumuláció, az eolikus allogén üledékbefogás folytatódott, mégis az előző fázisban megjelenő, tavi állapotban szétterjedő molluszka fajok egyedszámának a növekedése jelentősebb környezetváltozást sejtetnek a tavi miliőben. Feltehetően a befagyott tavi állapot időintervalluma lecsökkent, azaz a tenyészidőszak intervalluma kiszélesedett, és

ezzel egyidőben bentonikus eutrófizáció indulhatott meg, amely kedvezett az egykori molluszka faunának. 5,1–2,5 méter közötti homokosabb, kőzetliszt és agyagfrakcióban gazdagabb sávok váltakozása igen jellegzetes ciklicitást mutat. Ez a ciklicitás összefüggésbe hozható a tavi állapot és időszakos folyóvízi állapot váltakozásával és a jelentősebb árvizeket kiváltó, ciklikusan jelentkező környezeti tényezőkkel.

2,5–1,9 m között folytatódott a tavi üledékképződés, de az alapvetően karbonátos összletben limonit kiválások is megfigyelhetők, amelyek összeolvadtak és zárt réteget alkotnak 2,7–2,5 m között. Ezt a 60 centiméter széles limonitgazdag sávot korábban egyértelműen a talajvíz ingadozás övéhez kapcsolták a geológusok. Viszont a napjainkban az Alföld ÉK-i részén elvégzett geokémiai–quartergeológiai vizsgálatok azt mutatják, hogy ez a limonitot tartalmazó sáv a pleisztocén–holocén határán bekövetkezett globális klímaváltozás hatására kialakult intenzívebb mállással, megváltozott pH viszonyokkal, a Fe- és Mn-ionoknak a kicsapódásával is összefügghet (WILLIS et al. 1995, 1997).

1,9–1,3 m között hófehér színű, igen jelentős karbonáttartalmú, Mollusca maradványos tavi üledékréteg húzódik. Az üledék szerkezete alapvetően különbözik az előző szintekhez képest, bár a szemcseösszetételben csak minimális változások mutathatók ki. A tavi üledékrendszerben bekövetkezett változásokat leginkább a *Chara* oogoniumok növekvő mennyisége jelzi, amely a bentonikus eutrofizációnak az egyik legfontosabb indikátora. Ugyanakkor a durvakőzetliszt frakció mennyiségének fokozatos emelkedése a parti infúziós lösz anyagának bemosódását jelzi. Ez az üledékösszlet karbonátos, stabil vízellátású, gazdag gyökerező hínárvegetációval jellemezhető tavi rendszerben alakult ki. A rétegben helyenként a posztszedimentációs, intenzív talajvízmozgások litifikációs, diagenetikus hatása figyelhető meg. Az erre a rétegre települt szint (1,3–1,1 m) alapvetően nem különült el a feküszinttől, de a rétegzavarok, a szervesanyag-laminák, lencsékben, sávokban megjelenő szervesanyag és talajfoltok a talajbemosódás tipikus jeleit mutatják. Ilyen intenzív talajbemosódás jelek egyérteműen emberi hatásra utalnak és igen valószínű, hogy a tavi állapotban bekövetkezett hirtelen változás, eutrófizáció egy jelentős méretű erdőirtás nyomán kialakult talajerózióval függhetett össze (DIMBLEBY 1976; BUTZER 1982).

A gyors feltöltődést követően a tó mocsárrá alakult (1,1–0,8 m) majd valószínűleg egy csapadékosabb klímafázisban visszaállt az eutróf tavi állapot (0,8–0,4 m), de a tó szervesanyagban dús vize sekély lehetett és az üledékstruktúra alapján ez a sekélyvíz állandó mozgásban volt a szél keverő hatása és a biogén turbáció miatt. Ez a tavi állapot szinte a történelmi idők kezdetén szűnt meg, amikor a tó újra mocsárrá alakult. A mocsári üledék a lerakódás után bekövetkezett kiszáradás miatt talajosodott és enyhén átalakult. A felszínen a mocsári üledék felett található néhány centiméteres szikes sáv rendkívül fiatal folyamatok eredményeként jött létre, és valószínűleg a mélyebb szintekből, a ciklikus vízmozgások hatására a kapilláris övben megjelent amorf kovagélnek a felszíni transzportációjából származik. Az irodalomban található, földtani és geokémiai elemzések alapján a jelentős karbonát- és szilikáttartalmú infúziós lösz mállása, lepusztulása és a kovasav lúgos talajvízbe történő beoldódása alapvető folya-

maként jelentkezik a szikes szintek kialakulásában (SCHERF 1929; SZÉKYNÉ FUX & SZEPESI 1959). A parti fáciesben a holocén során csak az infúziós lösz talajosodása játszódott le, bár a legújabb talajtörténeti adatok alapján az intenzív málláshoz kapcsolódó talajosodás kezdete is visszanyúlhat a pleisztocén végére (WILLIS et al. 1997).

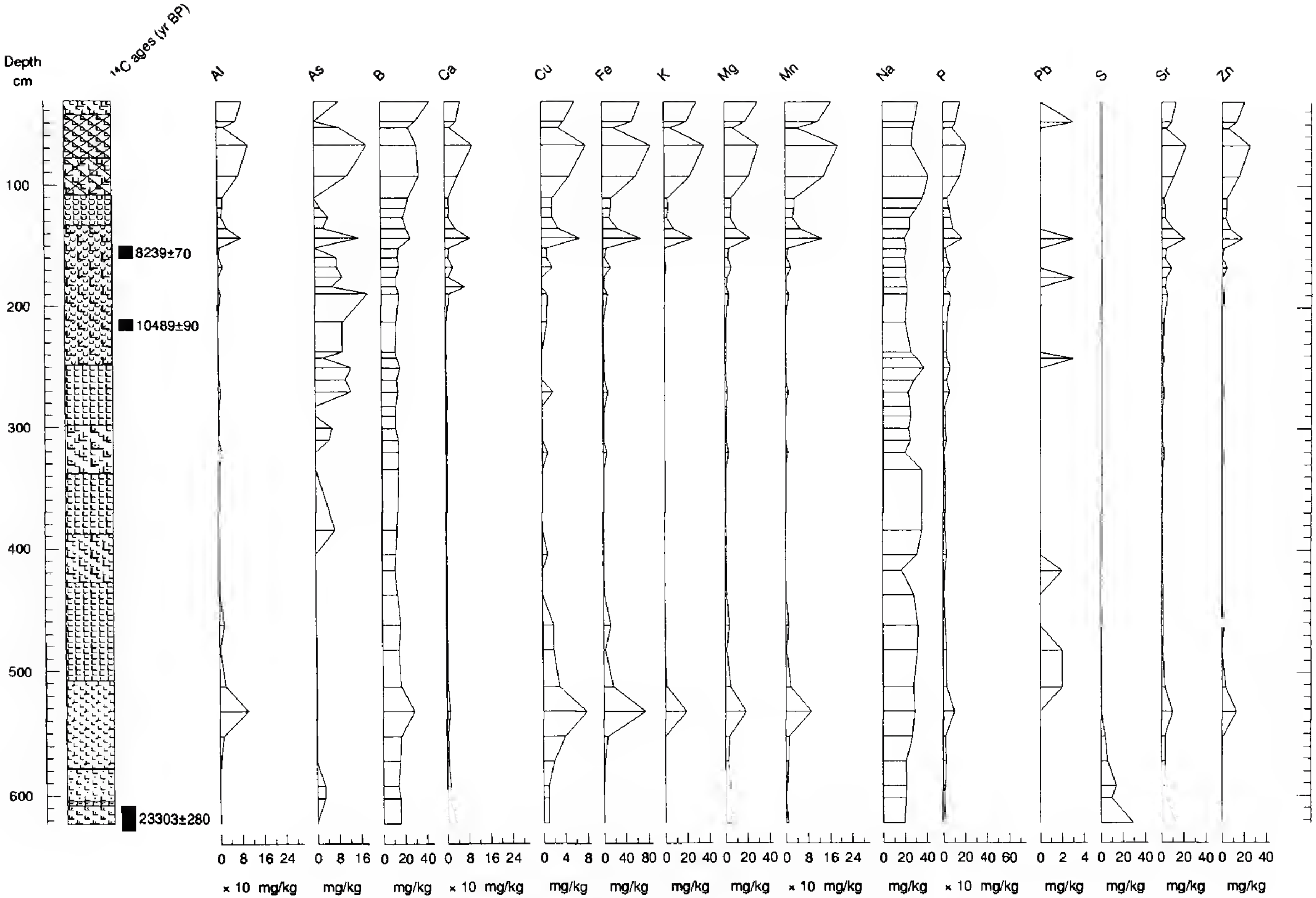
A geokémiai vizsgálat eredményei

A vizes extrakciós mérés eredményei alapján 6 geokémiai zónát, fáciest lehetett lehatárolni a felszíntől 6,3 méterig tartó szelvényen belül. Az egyes geokémiai zónák a mederben bekövetkezett, vagy a meder környezetében lejátszódott, de a meder üledékanyagában is elem-összetételbeli változást okozó paleoökológiai események nyomait őrizték meg (*4. ábra*).

Az első geokémiai zóna 6,3–5,6 m között található. Jelentős mennyiségű nem ásványi állapotban, kollagén formában lévő kén vagy szulfát és ásványi állapotban lévő K, Na, Ca, Mg, Fe, Al jellemzi ezt a geokémiai horizontot. A kémiai összetétel alapján, eredeti állapotú, nem mállott szilikátok alkotják ezt a szintet. Ez az adat jó egyezést mutat a szedimentológiai elemzés homokfrakciókban kimutatott maximumával. A kollodiális állapotú kén vagy szulfát a rétegben található faszénből és csontdarabokból származtatható. Ez a geokémiai elemösszetétel a folyóvízi üledékképződés során lepusztult és törmelékes formában szállítódott, homokfrakciót alkotó szilikátok felhalmozódásából és az uszadék formájában található szervesanyagból származik.

A második geokémiai szintben (5,6–4,3 m között) egy igen jellegzetes változás alakult ki. Kolloidálisan kötött vas, alumínium, kálium, magnézium, mangán és foszfát jelentős mennyiségben jelenik meg az üledékben. Az ásványos formában és a kolloidálisan kötődő Ca mennyisége lecsökken ebben a horizontban. Ez a változás azt jelzi, hogy erőteljes mállás, szilikátfeltáródási folyamat játszódott le a területen és a mállott anyag bemosódott a tó medrébe. A mállási folyamat egy intenzívebb talajosodáshoz, a mállott anyag megjelenése erőteljes talajerózióhoz köthető. Egyedül ebben a szintben csökkent a desztillált vízzel kevert üledék pH mérésének eredménye 8-as érték alá a rétegsorban és 7,5–5,9 közötti értékeket mutatott. Ezek a savas–semleges tartományba hajló értékek azt jelzik, hogy az üledékgyűjtő környezetében lejátszódott gyengén savas környezetben történt talajosodást, podzolosodást jeleznek (WILLIS et al. 1997). A kolloidálisan kötött vas, alumínium, mangán, magnézium és kálium jelentős mennyisége és a többi üledékréteghez képest alacsonyabb pH viszonyok a podzolos talaj erózióját és üledékgyűjtőbe mosódását is jelzik (ENGSTRÖM & WRIGHT 1984; WILLIS et al. 1997).

A harmadik geokémiai zóna 4,3–2,0 m között húzódik. Ebben a szintben mind a kolloidálisan kötött, mind az ásványos formában lévő Ca-tartalom és a nem kolloidális állapotú K, Na, Mg, Fe, Al tartalomnak is maximuma alakult ki, bár a szervetlen kolloidok felszínén lazán kötődő vas és alumínium kisebb maximumai is megfigyelhetők 4,6–4,4 és 3,3–3,2 m és 2,8–2,7 m között. A kolloidálisan kötött Al, Fe, Mg tartalomnak a ciklikus növekedései időszakosan



4. *ábra.* A vizes extrakció geokémiai vizsgálatának eredményei

Fig. 4. The results of geochemical analyses (water extraction)

felerősödő mállást, talajeróziót jeleznek. Úgy tűnik, hogy ezek az időszakosan megjelenő bemosódási szintek összefüggést mutatnak a ciklikusan kifejlődő, pernyekoncentráció növekedésével bizonyítható erdőtüzekkel, a periodikusan csökkenő növényzeti fedettséggel és a felerősödő erózióval. A Ca-tartalom erőteljes növekedése a tó vízgyűjtőjén kialakult üledékrendszerben bekövetkezett igen erőteljes változással, valószínűleg az eolikus por felhalmozódásával és a löszdiagenetikus folyamatok megindulásával mutathat összefüggést. A kolloidálisan kötött Ca-tartalom alapján a mederben kialakult tó vize jelentős mennyiségben tartalmazhatott oldott karbonátot.

A negyedik geokémiai zóna 2,0–1,5 m között található az ásványi állapothoz köthető Ca, Mg, Fe, K mennyisége erőteljesen lecsökken, a kolloidális Ca-tartalom ismét jelentősebbé válik. A szuszpenzióból mért pH meghaladta a 10-es értéket ebben a szintben. Az erőteljes lúgosodás a környező területek szikesedésével függhet össze és az ásványi állapothoz köthető főelemek arányának csökkenése a lúgos pH-n lezajlott intenzívebb szilikát szétesést jelezheti. A kolloid állapothoz köthető K, Ca, Mg, Fe, Al tartalom fokozatosan megnő. Ezek a változások egy intenzívebb talajképződés megindulását, de csak kisebb mértékű talajeróziónak a kialakulását jelzik a meder környezetében.

Az ötödik geokémiai zóna 1,5 métertől a felszínig tartó üledékösszletben fejlődött ki. A zóna kialakulásának kezdetén egy igen erőteljes, rövid idejű változás alakult ki, amelynek során a vízoldható illetve kolloidokhoz kötött K, Na, Ca, Mg, Fe, Al mennyisége ugrásszerűen megnőtt. Ez a változás egy erőteljes, kezdetben egyszeri, majd folyamatos talajeróziót, a medret övező területek intenzívebb erózióját jelzi. A kolloidokhoz kötött K-, Ca-, Mg-, Fe-, Al-tartalomban kimutatott ugrásszerű növekedés, majd csökkenést követően folyamatos maximuma alakult ki ezeknek az elemeknek. Véleményünk szerint ezek a változások egy egyszeri, erőteljes erdőirtást követő talajeróziót jeleznek a területen, majd kisebb szünet után kialakult folyamatos, napjainkig tartó antropogén folyamatok következtében a talajerózió is állandósult a területen.

Az üledékrétegsor geokémiai jellemzésénél igen fontos megjegyeznünk, hogy a rétegminták pH-ja – kivéve a 5,6–4,9 m közötti mintákat – minden esetben meghaladta szilárd kalcittal és légköri levegővel egyensúlyban lévő oldat számított 8,4-es értékét. Ez az egyensúlynál lúgosabb pH érték irányában történt eltolódás arra enged következtetni, hogy az üledékgyűjtőben zavartalanul válhattak ki a karbonátok, elsősorban a kalcit. Ennek az állapotnak a konzerválódása alapján arra következtettünk, hogy a lerakódott rétegeket csak minimális posztszedimentációs hatás érhette, és nem keveredtek össze a különböző korú rétegek. A redoxpotenciál mérése alapján 170 és 200 mV közötti redoxpotenciál értékeket kaptunk szinte a teljes szelvényben. Ezek az értékek azt jelzik, hogy a minták tartósan víz hatásának voltak kitéve és olyan tavi rendszer alakult ki, ahol a hidroxid és foszfát formájában válhatott ki a vas, mangán, az alumínium. A 5,6–4,9 m közötti jelentősebb 250–300 mV redoxpotenciál értékek jó egyezést mutatnak a desztillált vizes szuszpenzióból mért pH változással és ennek a szintnek a többi rétegtől az elkülönülését egyértelműen mutatja.

A vizes extrakció mellett igen jelentős eredményeket hozott a DCB oldatos feltárás is, mert a DCB extrakcióban alumínium és a foszfor mennyiségét egyenesen arányosnak és eloszlását tekintve átlagosan 1 : 1 arányúnak találtuk az egész szelvényben. Mivel az alumínium a foszfáton kívül más elemmel nem áll szoros korrelációban a szelvényben, ezért ezt az összefüggést azzal magyarázzuk, hogy a foszfát vízoldható alumínium-hidroxidra filmként rárakódva vagy az alumínium ionnal Al/P 1 : 1 arányú csapadékként vált ki. Mivel nagyon kicsi a valószínűsége, hogy 41 db mintában véletlenszerűen 1 : 1 arányú legyen az Al/P arány, ezért feltételezhető, hogy alumínium-(hidroxid)-foszfát elegykristályok lehetnek a mintában.

A DCB extrakció esetében nemcsak az alumínium és a foszfát, hanem az oldatban szelektíven oldható vas és foszfor viszonya is igen érdekes eredményeket mutatott. A legidősebb rétegekben (5,6–4,3 m között) a vas abszolút többlete mutatható ki, így az átlagos Fe/P arány 42 : 1 adódott ezekben a szintekben. A fiatalabb rétegekben (4,3–2,0 m között) a vas mennyisége fokozatosan csökken, ezért az átlagos Fe/P 16,8 : 1 arányra csökkent, míg a legfiatalabb, holocén korú mintákban a Fe/P arány 7,5 : 1 arányra csökkent. A fiatalabb szintek felé csökkenő Fe- és növekvő P-tartalom a DCB extrakció esetén a mállás intenzitásának és típusának a változását, a tavi rendszer eutrofizációjának és a talajeróziónak a fokozatos növekedését jelzi a mélyebb szintektől a felszín felé haladva. Ezek a változások a reduktív (lápi) környezet kialakulását és ebben a közegben kivált vas és alumínium-foszfátok kialakulását valószínűsítik.

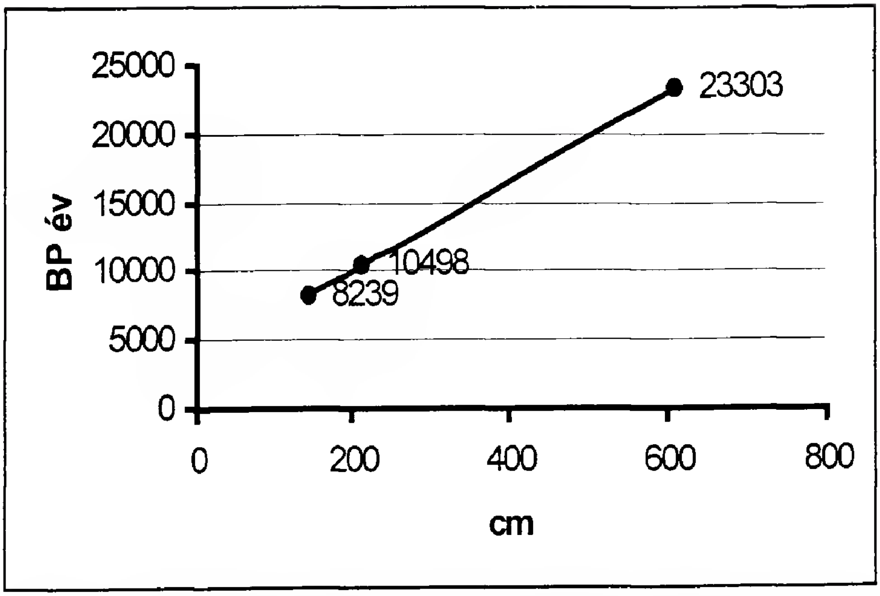
A radiokarbonmérés eredményei

A 630–620 centiméter között előkerült elszenesedett növényi maradványok radiokarbon kora a mérések alapján 23 303 ± 280 BP évnek, a 220–210 cm közötti mésziszap kora 10 498 ± 90 BP évnek, 1,6–1,5 m közötti bemosódott égett faszén maradványok és szervesanyag 8 239 ± 70 BP évnek adódott. A radiokarbon mérések alapján az ülepedési ráta egyenletesen 0,31 mm/év volt 23 303 és 8 239 BP évek között (5. *ábra*). A három mérés alapján rekonstruált egyenletes üledékfelhalmozódás az egyes őskörnyezeti változások kronológiai behatárolására használtuk fel.

A pollenanalitikai vizsgálat eredményei

A Fehér-tó pollendiagramja a késő-würm időszakig terjed vissza. A pollenfelhalmozódás a 620 centiméteres szintben kezdődött meg. A fúrásszelvény 250 cm-ig tartalmazott kiértékelhető mennyiségű pollent, két kisebb megszakítással 292–263 és 372–341 cm között. A 250 cm fölötti rétegek pollensterilnek bizonyultak. A pollendiagramban összvariancia csökkenése alapján 6 lokális pollenzónát különítettünk el (6. *ábra*).

A pollendiagramról összességében megállapítottuk, hogy a fajösszetételben fellépő változások kisebb mértékűek és egyirányúnak tekinthetők, a fosszilis taxonok százalékos megoszlásában viszont jelentős változásokat tapasztaltunk.



5. ábra. A radiokarbon adatok alapján számított ülepedési ráta a Fehér-tó medrében

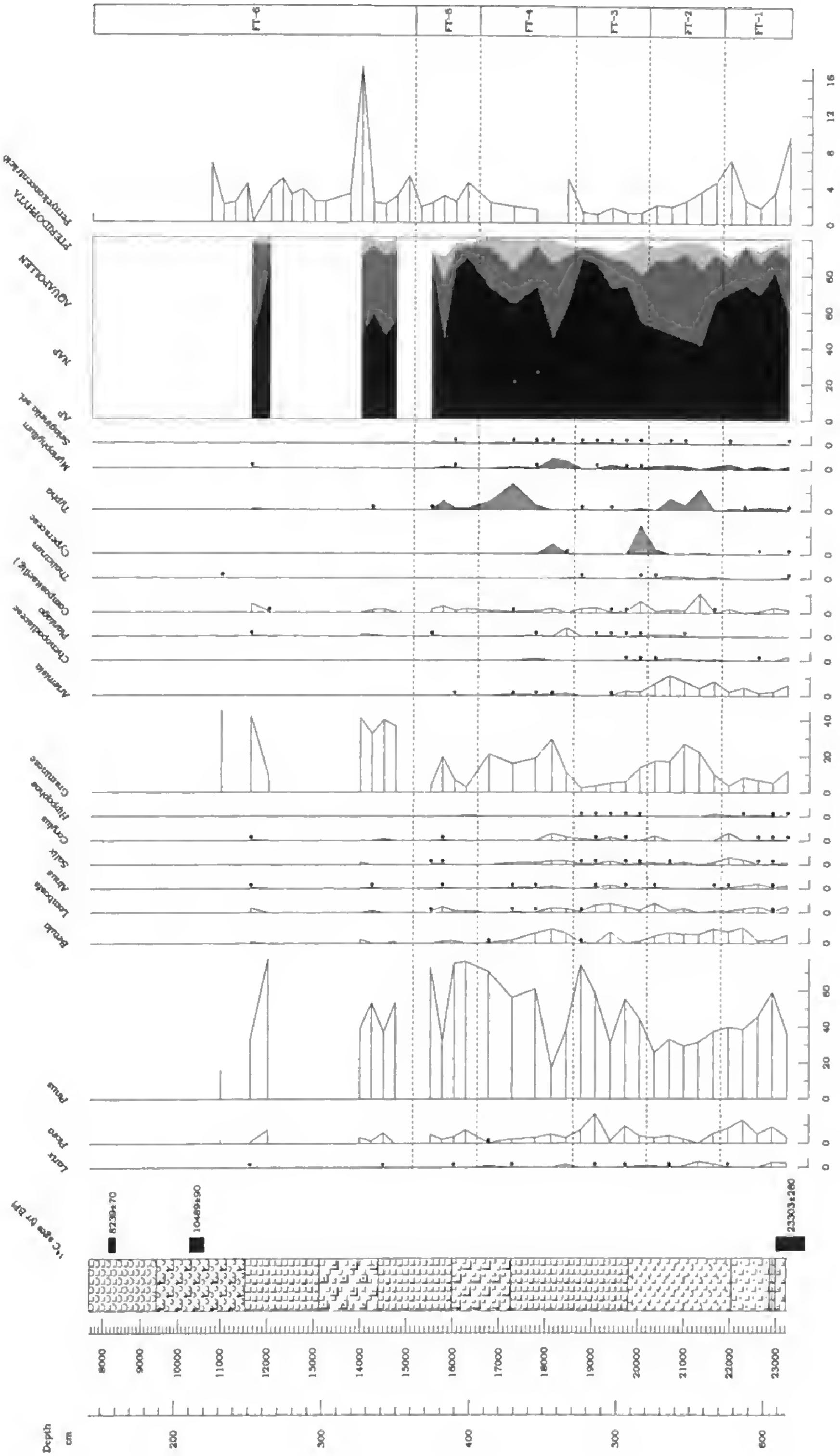
Fig. 5. Accumulation rate in the bed of the Fehér lake based on radiocarbon data

A meder méretei alapján az üledék pollentartalma döntően extralokális eredetű, így az üledékgyűjtő 20–1000 méteres körzetének vegetáció-összetételét tükrözi (JACOBSON & BRADSHAW 1981).

FT-1 zóna (620–570cm: 23 300–21 800 BP év)

A legalsó rétegekben a pollendiagram összetétele jelentős erdősültséget mutat a területen. A fás szárúak aránya 70% felett mozog és a 605 centiméteres rétegben 80% fölé emelkedik. A morotvát körülvevő erdőket döntően *Pinus silvestris* (erdei fenyő) alkotta. A diagramban a Pinus fajokat összesítve ábrázoltuk a *Pinus cembra* (cirbolyafenyő) és a *Pinus mugo* (lápi fenyő) elkülönítésének bizonytalanságai és a pollenszemek rossz állapota miatt, de a mikroszkópi vizsgálatok alapján biztosan állíthatjuk, hogy mindkettő pollenje jelen volt az üledékben. Az erdei fenyőről köztudott, hogy nagyon jó pollentermelő képességgel rendelkezik, ezért általában túlreprezentált a pollendiagramokban, de 70% fölötti aránya viszont bizonyítja a helyi eredet valószínűségét (PETERSON 1983). Az erdei fenyő mellett a *Picea abies* (lucfenyő) is jelen volt, 10% körüli értéke azt mutatja, hogy a környezet kellőképpen humid volt megtelepedéséhez, és ahol a talajadottságok megfelelőek voltak, sikeresen szaporodott.

A zóna alsóbb rétegeiben a *Larix* (vörösfenyő) is megjelenik. Ennek a hidegtűrő genusnak a fajai ma az Alpok és a Kárpátok magashegységi régióiban, valamint Közép-Szibéria északi területein alkotnak erdőségeket. Érdekes jelen-



6. ábra. A Fehér-tó pollendiagramja

Fig. 6. Pollen diagram of Fehér lake

ség a széleslevelű lombhullató fák szórványos megjelenése: *Betula* (nyír), *Quercus* (tölgy), *Carpinus* (gyertyán), *Acer* (juhar), *Populus* (nyár). Ezek szálanként lehettek jelen az erdei fenyvesek lombkoronaszintjében (SHUGART et al. 1992). A nyírfa pollenek nagy része ebben a zónában a *Betula pubescens* fajhoz tartozik. Ez a fafaj ma a boreális övben szintén szálanként keveredik a *Pinus silvestris* és *Picea abies* alkotta erdőkbe, de a vizenyős területeken nyírlápokat képez. Az időszakosan elárasztott területeken égerliget, míg közvetlen szomszédságában – az interfluviális platókon – *Salix* (fűz) és *Hippophae* (homoktövis) alkotta bokros növényzet tenyészett.

A fás szárúak pollenösszetétele alapján kevertlombú tajgaerdőket rekonstruálhatunk a meder környezetében, amely a recens pollenspektrumokkal való összevetés alapján, leginkább Ukrajna és a Balti-államok kevertlombú tajgaerdeivel mutatnak hasonlóságot (PETERSON 1983). Mivel az aeropalinológiai kutatások bebizonyították, hogy az egyes vegetációegységeken belül fellépő eltérések ellenére a pollen spektrumok karakterisztikus összetétele tisztán elkülöníthető a vele szomszédos vegetációegységek pollenspektrumaitól, és formáció szinten jellemzőek az adott egységre, ezért a recens vegetációövek pollenösszetételének ismerete jelentős segítséget nyújthat a fosszilis minták alapján történő vegetációrekonstrukcióban (LITCHI-FEDEROVICH & RICHI 1968; PETERSON 1983; BRADSHAW 1986). Ki kell azonban hangsúlyozzuk, hogy a pleisztocén és kora-holocén növényzeti együtteseknek legtöbbször nem létezik tökéletes analógiájuk a mai vegetációban, ezért a százalékos pollenösszetételben tapasztalt hasonlóságok alapján is csak nagyvonalú összefüggéseket állapíthatunk meg.

PETERSON 1983-as munkájában tavi üledékek, tőzegmohalápok és folyami üledékek felszíni rétegeiből vett minták alapján összegezte ÉK-Európa recens pollenspektrumait. A különböző vegetációzónákból vett recens pollenspektrumokat és a Fehér-tó FT-1 pollenzónájának átlagértékeit tüntettük föl. Jól látható a hasonlóság a kevertlombú tajga pollenösszetételével, egyedül a *Betula* százalékában van jelentősebb különbség, ami az emberi hatással magyarázható. Az elmúlt évszázadokban ugyanis a szelektív fakitermelés hatására az ÉK-európai kevertlombú tajga erdőkben a *Betula* fajok aránya jelentősen megemelkedett (PETERSON 1983). A lombhullató fafajok aránya az FT-1 zónában valamivel alacsonyabb, ugyanakkor az Isopoll pollentérképről leolvasható (PETERSON 1983), hogy ez az érték a kevertlombú tajga északi határán 0,5%-ra esik vissza. A füvek és a *Compositae* (fészkesvirágzatúak) aránya valamivel magasabb. Ezek az eltérések arra utalnak, hogy a Tiszántúl déli területeit ebben az időszakban erősen mozaikos növényzet jellemezte, ahol zárt lombelegyes tajga váltakozott szárazabb üröm-sztyeppekkel.

A lágyszárúak aránya alacsony, 13–20% között ingadozik. Fajösszetétele gazdag, a medrek közti nedvesebb területeken foltokban boreális magaskórós társulások – *Thalictrum* (borkóró), *Sanguisorba* (vértő), *Angelica* (angyalgyökér), *Campanula* (harangvirág) és *Filipendula* (legyezőfű) fajokkal – és arktikus láprétek helyezkedtek el – *Armeria maritima* (magas istác), *Selaginella selaginoides* (csipkeharaszt), *Pinguicaula* (hízóka) fajokkal. A hordalékkúp szárazabb, plakór

helyzetben lévő részein kontinentális sztyeppvegetáció tenyészett fűfélékkel, ürömmel és heliofiton fészkesvirágzatúakkal (*Leontodon* fajok).

A frissen lefűződött folyómederben, az üledéktani vizsgálat által kimutatott átfolyások ellenére megkezdődött a vízi vegetáció kialakulása. *Myriophyllum verticillatum* (süllőhínár) és *Potamogeton* (békaszőlő) fajok alkották a hínárvegetációt. A vízpartot kezdetben gyékényes övezte, a korszak végén a bokorfüzes a gyékényes rovására kiterjedt.

A pollenelemzés során a legalsó szintekből a *Picea abies* mellett a *Picea omorica* pollenjei is előkerültek 1–2% mennyiségben. Ez a faj jelenleg kizárólag a Dinári-hegységben fordul elő, jelenléte a balkáni flórahatást tükrözi. Magyarországi előfordulását a würmben, pollenelemzések alapján eddig a Brörup-interstadiálisból mutatták ki (JÁRAINÉ KOMLÓDI 1966).

FT-2 zóna (570–520cm: 21 800–20 250 BP év)

A fás szárúak aránya jelentősen csökken ebben a zónában. 575 centiméternél a pernyekoncentráció értéke csúcsot mutat, ami az erdőtüzek gyakoribbá válását jelzi. Valószínűleg a szárazság fokozódása vezetett a tűlevelű erdő öngyulladásához, ami a környező területeken az erdei fenyő (*Pinus silvestris*), és elsősorban a lucfenyő (*Picea abies*) pusztulását okozta, utóbbi ugyanis vékonyabb kérge révén sokkal kevésbé ellenálló a tűzzel szemben. Az erdőtűz hatására keletkezett nyitott térszíneket a *Betula* gyorsan elfoglalta, amit százalékos arányának emelkedése jelez az előző zóna végén. A pázsitfűfélék mennyisége emelkedik és az üröm is ebben a zónában a leggyakoribb. Mindez az ariditás fokozódására és a hideg kontinentális sztyepp kiterjedésére utal. Megjelenik a heliofil füves puszták növénye a *Helianthemum* (napvirág). Ez a növény jellemző összetevője a késő-glaciális közép- és nyugat-európai pollenflórának. A recens pollenvizsgálatok azt mutatják, hogy a pollenspektrumban tapasztalható alacsony százaléka ellenére az üledékgyűjtő közelében gyakori az előfordulása (PROCTOR & LAMBERT 1960). Társulásaiban a pázsitfűfélék dominálnak, valamint gyakoriak bennük a *Leontodon* (oroszlánfog) fajok. Mindez jól egybevág a Fehér-tó pollendiagramjában megfigyelhető változásokkal. A fészkesvirágzatúakon belül a *Taraxacum*-típus (valószínűleg *Leontodon*) aránya növekszik, a fűfélék és a *Helianthemum* arányának változása pedig egymással párhuzamos, ami jelzi közös előfordulásukat. Ugyanilyen változást más kutatók is tapasztaltak pleisztocén üledékek vizsgálata során (WALKER 1970).

A lombhullató fák pollenjei eltűnnek, majd csak a korszak végén jelennek meg újra. A kontinentalitás fokozódása következtében az összefüggő kevertlombú tajga felszakadozott és a recens pollenspektrumok alapján a mai ÉK-európaihoz hasonló tűlevelű erdőssztyepp alakult ki, melyben fenyő-nyír ligetek váltakoztak a boreális magaskórós növényzettel, heliofil, száraz füvespusztákkal és üröm-sztyeppekkel.

A vízparti vegetációban az *Alnus* (éger), a *Salix* és a *Hippophae* eltűnik, ugyanakkor a morotvatóban megjelennek a moszatok. A vízszint csökkenésére utal a *Zygnemataceae* család (járommoszatok) fajainak megjelenése. Ezek a zöldmoszatok sekély, maximum 2–3 m mély vizekben honosak, spóraképzésükhöz pe-

dig relatíve magas (10–15 °C-os) vegetációs periódusra jellemző hőmérsékletet igényelnek, ugyanakkor jól tűrik az időszakosan mozgó vizet, valamint a magas napi hőingást (VAN GEEL & VAN DER HAMMEN 1978). A spóraképzéshez szükséges vízhőmérsékletet nyár elején a sekély vizek még a szubarktikus övben is könnyen elérik, a napsugárzás ugyanis gyorsan emeli hőmérsékletüket.

A *Bryophyták* (mohák) aránya rendkívüli mértékben megnövekszik ebben a zónában. Mivel a pollendiagramban arányuk változása a fás vegetáció arányának változásával ellentétes irányú, feltételezhetjük, hogy az erdőtüzeket követően nyitottá vált felszíneket foglalták el.

A hőmérséklet csökkenését a *Larix* sp. folyamatos jelenléte mutatja. Ebben a zónában jelenik meg a legmagasabb arányban (3,3%), alacsony pollentermelése és rossz pollenmegtartása miatt feltehetőleg jóval nagyobb arányban volt jelen a vegetációban.

FT-3 zóna 520–470 cm: 20 250–18 600 BP év)

A fás vegetáció aránya jelentősen emelkedik és a boreális erdők újra kiterjednek ebben az időszakban. A *Picea abies* és a *Pinus silvestris* mennyisége növekszik, ugyanakkor a *Larix* és a *Betula* pollenjének aránya nagyon lecsökken. Mindez a csapadékmennyiség és a hőmérséklet emelkedését jelzi. A pernyekoncentráció végig alacsony, az erdőtüzek gyakorisága csökken, az erdők lombkoronája záródik, kiszorítva ezzel a fényigényes *Betula* fajokat. A pollenspektrum összetétele hasonló az FT-1 zónájához, a lombhullató fák aránya viszont magasabb. Megjelenik a *Fraxinus* (kőris) és a *Juglans* (dió). Az arborpollen aránya meghaladja a mintánkénti 50%-ot, sőt 472 cm-nél eléri a 88%-ot is.

Ebben a zónában tűnik fel a kevertlombú tajgaerdők és a partmenti ligeterdők cserjeszintjének jellemző faja a *Frangula alnus* (kutyabenge). Az *Alnus*, *Fraxinus* és az *Ulmus* jelenléte megerősíti a lombhullató fákból álló keményfás ligeterdők jelenlétét ebben a zónában.

Továbbra is jelen vannak a magaskórós társulások és a mezofil rétek növényei, arányuk azonban alacsony. A *Helianthemum* sp. eltűnik, ezzel jelezvén a szárazságtűrő heliofil füves vegetáció visszaszorulását. Újra megjelennek az *Ericaceae* (hangafélék) családjának képviselői és a *Pteridophyták* (páfrányok) aránya is emelkedik. Ezek a növények gyakoriak a kevertlombú tajgaerdők aljnövényzetében, jelenlétük szintén a kevertlombú tajga arányának emelkedésére utal.

A vízparti vegetációban a gyékényes visszaszorul, melyből a tó vízszintjének emelkedésére következtethetünk. Az algaflóra is átalakul. A *Pediastrum* sp. és a *Zygnemataceae* aránya csökken, és megjelennek a Dinoflagelláták (páncélosostorosok). Ezek a moszatok csak ebben a zónában jelentkeztek, és nagy számban kerültek elő ezekből a rétegekből. A moszatflóra átalakulása szintén a vízi környezetben bekövetkezett változást támasztja alá.

A zóna százalékos megoszlását PETERSON (1983) recens pollenspektrumaival összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy ez a zóna hasonlít leginkább Ukrajna és a Balti-államok kevertlombú tajgaerdeinek pollenspektrumához. A széleslevelű mérsékeltövi lombosfák aránya emelkedik, a pollendiagram fajösszetétele

pedig gyarapodik az FT-1 zónával összehasonlítva, ami jelzi, hogy a klímafluktuáció mellett a hőmérséklet fokozatosan emelkedik a melegebb periódusokban.

FT-4 zóna (470–404 cm: 18 600–16 550 BP év)

A *Pinus silvestris* és a *Picea abies* aránya hirtelen csökken a zóna kezdetén, míg a *Betula* és a *Gramineae* (pázsitfűfélék) aránya emelkedik. Ezzel egyidejűleg a pernyekoncentráció kiugró csúcsot képez. Ezek a változások egy nagyméretű erdőtűzre utalnak, amely az FT-2 zónában leírtaknak megfelelően a fás vegetáció hirtelen csökkenését, valamint a pionír fafajok (*Betula*) előretörését eredményezte. Az erdei fenyő aránya a későbbiekben újra emelkedik, jelezvén a leégett erdőfoltok regenerálódását, viszont a *Picea abies* aránya tovább csökken és a pázsitfűfélék aránya is jelentős maradt. Ebből az éghajlat kontinentalitásának fokozódására következtethetünk. A melegkedvelő lombhullató fák pollenjei továbbra is jelen vannak, bár arányuk kissé csökken.

A fás szárú vegetáció képe az FT-2 zónáéhoz hasonló, aránya alapján mozaikos erdősztyeppeket rekonstruálhatunk, melyben az erdők aránya az erdőtüzet követően fokozatosan emelkedik és a zóna felső határán újra zárt kevertlombú tajgaerdő alakul ki. A lágyszárú vegetációt a szárazságtűrő heliofil elemek – *Helianthemum, Euphorbia, Gramineae* – arányának emelkedése jellemzi, ezek a hordalékkúp magasabban fekvő, homokos felszínein képeztek homokpuszta gyepeket. Az FT-2 zónával ellentétben az *Artemisia* pollenje ebben a zónában nagyon alacsony, amiből a hideg kontinentális üröm-sztyeppek visszaszorulására következtethetünk. A két szárazabb, kontinentálisabb éghajlatot tükröző zóna pollenspektrumát összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy míg az FT-2 zónában a hideg kontinentális üröm-sztyepp az uralkodó, addig az FT-4 zónában már a mérsékeltövi kontinentális füves puszta növényei dominálnak. Mindez a hőmérséklet fokozatos emelkedésére utal.

A vízi vegetációban megjelenik a *Pediastrum boryanum* és nyomokban a *Botryococcus braunii* is előfordul. A moszatok növekvő aránya az oligotróf tavi állapotból a mezotróf állapotba történő elmozdulást jelzi.

FT-5 zóna (404–360,5 cm: 16 550–15 100 BP év)

Az erdei fenyő és lucfenyő aránya emelkedik, a fás szárúak pollenösszetétele azonban alapjában véve megegyezik az előző zónában tapasztaltakkal. A pázsitfűfélék aránya csökken. Ezek alapján az erdővel borított területek arányának emelkedését rekonstruálhatjuk ebben a periódusban A fás- és lágyszárú vegetáció összetétele megegyezik az FT-4 zónában leírtakkal. A fás szárú vegetáció arányának növekedése kisebb csapadékmennyiség növekedést jelez.

A vízparti vegetációban a gyékényes aránya csökken, újra megjelenik a *Potamogeton*, a *Myriophyllum* aránya viszont csökken. A moszatflórában is változás következik be. A *Pediastrum* és a *Botryococcus braunii* aránya emelkedik,

ami a víz hőmérsékletének emelkedését, a vízszint csökkenését és az eutrofizáció fokozódását jelzi.

A pollenkoncentráció ezekben a rétegekben nagyon lecsökkent, a zóna felső határán a 370–350 cm közötti rétegek sterilnek bizonyultak, így a pollendiagram ettől a ponttól kezdve hiányos. A pollensterilitást egyaránt okozhatta a meder időleges kiszáradása vagy parti üledék bemosódása. A geokémiai és szedimentológiai adatok pedig azt jelzik, hogy a tó vízszintjének ingadozása mellett jelentős mennyiségű eolikus poranyag is akkumulálódott a területen ebben az időszakban, és ezek a tényezők szintén nem kedveztek az üledék pollenmegőrző képességének.

A minták vizsgálata során mind a pollensteril, mind pedig a kiértékelhető rétegek esetében nagy mennyiségű formájukat vesztett, lebomlott pollenszemmel találkoztunk 370 cm fölött, a jelenlevő taxonok száma ezzel párhuzamosan csökkent, amiből a szelektív fosszilizáció fokozódására következtethetünk. A vastag exinével rendelkező, ellenálló típusok feldúsultak az üledékben – *Pinus silvestris, Picea abies, Bryophyta, Compositae* (lig.) – míg a vékony falú, aerob körülmények közt gyorsan bomló pollenszemek lebomlottak. Ezért a 370–250 cm közötti rétegek pollenspektruma alapján a meder környéki vegetáció csak nagyvonalakban rekonstruálható.

A fás szárú vegetációt feltehetőleg a *Pinus silvestris* és a *Picea abies* uralta lombelegyes tajga jellemezte, valamint kisebb arányban bekeveredtek a széleslevelű mérsékeltövi lombosfák. A pázsitfűfélék aránya emelkedett, de ez lehet a szelektív fosszilizáció eredménye is. A lágyszárú vegetáció összetételében a kontinentális homok- és löszpuszta gyepek, valamint a tóparti magaskórós és mezofil rétek voltak jellemzőek.

A tó feltöltődésének felgyorsulására illetve a fokozott eutrofizációra utal a moszatok (*Pediastrum* sp., *Botryococcus braunii*) arányának gyors emelkedése. A morotvató vízszintje 1 méter alá csökkenhetett, a tavi rendszerben pedig erőteljes vízszintingadozások és időszakos folyóvízi átfolyások jelentkeztek, ahogyan azt az üledékrétegtani vizsgálatok eredményei is mutatják. Ez nem kedvezett a pollenszemek megőrződésének, a sekély tavakban ugyanis az üledék a hullámzás hatására állandó mozgásban van, így jobban érintkezik a levegő és a víz oxigéntartalmával, ami a vékony falú pollenszemek gyors lebomlásához vezet. A folyóvízi elöntés szintén felkavarja a felszíni üledékrétegeket, magasabb oldott oxigéntartalma pedig szintén fokozza a mikrobiális aktivitást. Ehhez hozzájárult még a víz lúgos pH-ja, valamint a XIX. században megindult és a XX. század 60-as, 70-es éveiben tetőző vízszabályozási, csatornázási munkálatok megindulását követő talajvízszint csökkenés, ami a felszínközeli rétegek kiszáradásának következtében, a 250 cm feletti üledékrétegek teljes pollen sterilitásához vezetett.

A pollendiagram százalékos fajösszetétele és a radiokarbon mérés eredményei alapján megállapíthatjuk, hogy a 620–250 cm közötti üledék fosszilis pollentartalma a pleisztocén utolsó szakaszában, a késő-würm során halmozódott fel. A Fehér-tó pollendiagramja a pleisztocén–holocén határra és a holocén korra már nem terjed ki, pollenfelhalmozódás valószínűleg ekkor is történt, de az üledék pollentartalma viszont az előbbiekben felvázolt tényezők hatására utólag megsemmisült.

A késő-würm általunk érintett – kb. 23 000–14 000 BP évek közé eső – szakaszában a pollenösszetétel változása alapján periodikusan ismétlő klímafluktuációt rekonstruáltunk, ami elsősorban a csapadékmennyiség periodikus csökkenésében és növekedésében nyilvánult meg. A hőmérséklet változásában fokozatos emelkedést feltételeztünk a vegetáció összetételének változása alapján, a ciklicitás elsősorban a téli hőmérséklet csökkenésében és emelkedésében jelentkezhetett, ami figyelembe véve a csapadékmennyiség alakulását, a szárazabb periódusokban fokozott kontinentalitáshoz, míg a csapadékosabb időszakokban a kontinentalitás csökkenéséhez vezetett.

A pollenanyagban kimutatott ciklikus változások alapján két alapvető vegetációtípus, ún. "paleoasszociáció": zártabb vegyeslombú tajga (amelyben a fásszárúak pollen-aránya nagyobb volt, mint 70%), illetve vegyeslombozatú tajgás erdőssztyepp (ahol a fásszárú vegetáció pollen-aránya kisebb volt, mint 50%) váltakozott. A zártabb növényzeti állapotot felváltó nyíltabb paleovegetáció típus kialakulását mindig egy mikropernye maximummal jellemezhető spontán tajgaégés, erdőtűz előzte meg. Ezek az adatok azt bizonyítják, hogy a ciklikus erdőtüzek (PAYETTE 1992) igen jelentős paleoökológiai folyamatok voltak a pleisztocén végi Kárpát-medencében kialakult tajgaerdőkben (SÜMEGI 1996).

A kvartermalakológiai vizsgálat eredményei

A malakológiai elemzések alapján 6 kvartermalakológiai zónát lehetett elkülöníteni a kardoskúti I. fúrásban. A malakológiailag értékelhető 6,3–1,5 m közötti szakaszból 40 faj (22 vízi gasztropoda faj, 14 szárazföldi gasztropoda faj, 4 Bivalvia faj) 3428 egyede került elő. A jelentős faj- és egyedszámú fauna igen részletes paleoökológiai elemzést tett lehetővé (*1.* és *2. táblázat*, *7.* és *8. ábra*).

Az első kvartermalakológiai horizont 6,3–6,0 m (23 303–22 335 BP év) közötti szelvényszakaszban található. Ebben a szintben a kopoltyús fajok dominancia maximuma a jellemző. A késő-würm korú képződményekben igen ritka, rheofil, dél-délkelet és kelet-európai elterjedésű *Valvata naticina* faj jelenléte egyértelműen bizonyítja, hogy az üledék, áramló vízben, egy erős sodrású, tiszta folyóban halmozódott fel. A bemosott szárazföldi elemek között a legjelentősebb faunaelemnek a napjainkban dél és közép-európai elterjedésű *Granaria frumentum* faj bizonyult. Ez a faj a würm során a balkáni faunakör tagja volt (SÜMEGI &KROLOPP 1995; SÜMEGI 1996) és jelenléte a területen szorosan kapcsolódik más dél-magyarországi lelőhelyekhez (Madaras, Katymár, Lakitelek, Dunaszekcső), amelyek a radiokarbon elemzések alapján azonos kronológiai horizontban tartoznak 20 000 és 23 000 BP évek között (SÜMEGI 1996). A vízi és a szárazföldi faunában egyaránt megjelenő délkelet-európai faunaelemek egy mikrointerstadiális kialakulását jelzik, amelyet a korábbi kvartermalakológiai elemzések (SÜMEGI 1989; SÜMEGI & KROLOPP 1995) a *Vallonia costata* zonulába, a hazai felső-würm képződményekre kidolgozott bio- és ökosztratigráfiai rendszeren belüli egységbe soroltak. A *Vertigo antivertigo* faj jelenléte ebben a szintben az eddig leírtakat támasztja alá.

6,1–5,3 m (22 335–19 854 BP év) között csak néhány molluszka héjtöredék került elő, értékelhető faunaelem nem. A malakológiai sterilitás a tavi és a fo-

A fehér-tavi fúrásból előkerült molluszka fajok és paleoökológiai csoportosításuk

Mollusc species from the core of the Fehér lake and their palaeoecological groups

I. táblázat – Table I.

Faj (species)	A	B	C
1. *Valvata cristata* Müller, 1774	A2	B1	C2
2. *Valvata piscinalis* (Müller, 1774)	A1	B1	C3
3. *Valvata pulchella* Studer, 1820	A2	B2	C3
4. *Valvata naticina* (Menke, 1845)	A1	B3	C4
5. *Bithynia tentaculata* (Linnaeus, 1758)	A2	B3	C2
6. *Bithynia leachi* (Sheppard, 1823)	A2	B2	C2
7. *Aplexa hypnorum* (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C1
8. *Lymnaea stagnalis* (Linnaeus, 1758)	A1	B1	C1
9. *Lymnaea palustris* (Müller, 1774)	A2	B1	C1
10. *Lymnaea truncatula* (Müller, 1774)	A3	B1	C1
11. *Planorbarius corneus* (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C3
12. *Planorbis planorbis* (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C2
13. *Anisus septemgyratus* (Rossmässler, 1835)	A2	B1	C4
14. *Anisus spirorbis* (Linnaeus, 1758)	A3	B1	C2
15. *Anisus leucostoma* (Millet, 1813)	A3	B2	C2
16. *Anisus vortex* (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C2
17. *Bathyomphalus contortus* (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C2
18. *Gyraulus riparius* (Westerlund, 1865)	A2	B2	C7
19. *Gyraulus albus* (Müller, 1774)	A2	B1	C1
20. *Gyraulus laevis* (Alder, 1838)	A2	B1	C1
21. *Armiger crista* (Linnaeus, 1758)	A2	B1	C2
22. *Segmentina nitida* (Müller, 1774)	A2	B1	C2
23. *Sphaerium rivicola* (Lamarck, 1799)	A1	B1	C2
24. *Pisidium cf. obtusale* (Lamarck, 1818)	A3	B1	C2
25. *Pisidium cf. casertanum* (Poli, 1791)	A3	B1	C2
26. *Pisidium sp.*	A3	B1	C1
27. *Succinea putris* (Linnaeus, 1758)	A4	B2	C3
28. *Succinea oblonga* Draparnaud, 1801	A4	B2	C3
29. *Oxyloma elegans* Risso, 1823	A4	B2	C3
30. *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774)	A5	B1	C1
31. *Granaria frumentum* (Draparnaud, 1801)	A5	B3	C5
32. *Vertigo antivertigo* (Draparnaud, 1801)	A5	B3	C5
33. *Pupilla muscorum* (Linnaeus, 1758)	A5	B1	C1
34. *Vallonia pulchella* (Müller, 1774)	A5	B1	C1
35. *Chondrula tridens* (Müller, 1774)	A5	B3	C5
36. *Limacidae*	A5	B1	C1
37 *Vitrea crystallina* (Müller, 1774)	A5	B1	C2
38. *Helicopsis striata* (Müller, 1774)	A5	B3	C5
39. *Perforatella bidentata* (Gmelin, 1788)	A4	B1	C2
40. *Cepaea vindobonensis* (Férussac, 1821)	A5	B3	C5

A= Paleoökológiai igény szerint (Paleoecological groups): A1 Mozgó vizet kedvelő fajok (Rheophilous species) A2 Állandó lassan mozgó vagy álló vizet kedvelő fajok (Ditch species) A3 Időszakos vízborítást kedvelő fajok (Slum species) A4 Vízparton élő, erősen higrophil fajok (Higrophilous species) A5 Mezofil, xerofil szárazföldi fajok (Mesophilous and xerophilous)

B= Paleoklimatológiai igény szerint (Paleoclimatological groups): B1Nagy tűrőképességű fajok (Intermediate species) B2 Hidegtűrő fajok (Cold-resistant species) B3 Enyhébb klímát kedvelő fajok (Thermophilous species)

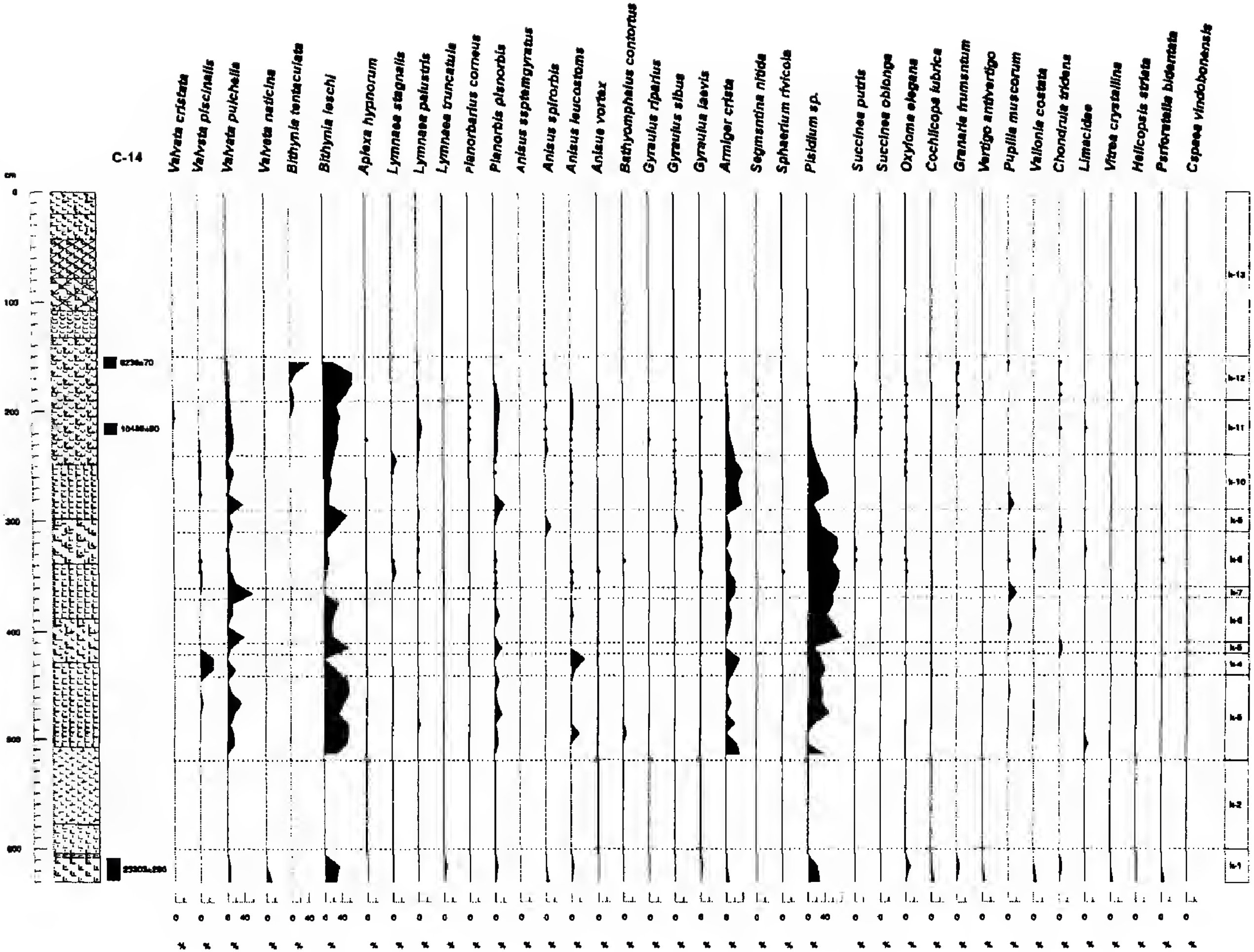
C= Recens elterjedés alapján (Biogeographical groups): C1 Holarktikus fajok (Holarctic species) C2 Palearktikus fajok (Palearctic species) C3 Euroszibériai fajok (Eurosiberian species) C4 Kelet-európai fajok (Eastern European species) C5 Közép és DDK-európai fajok (Central and SSE European species)

Molluszka fajok eloszlása a fehér-tavi szelvényben

Distribution of Mollusc species within sequence of Fehér lake

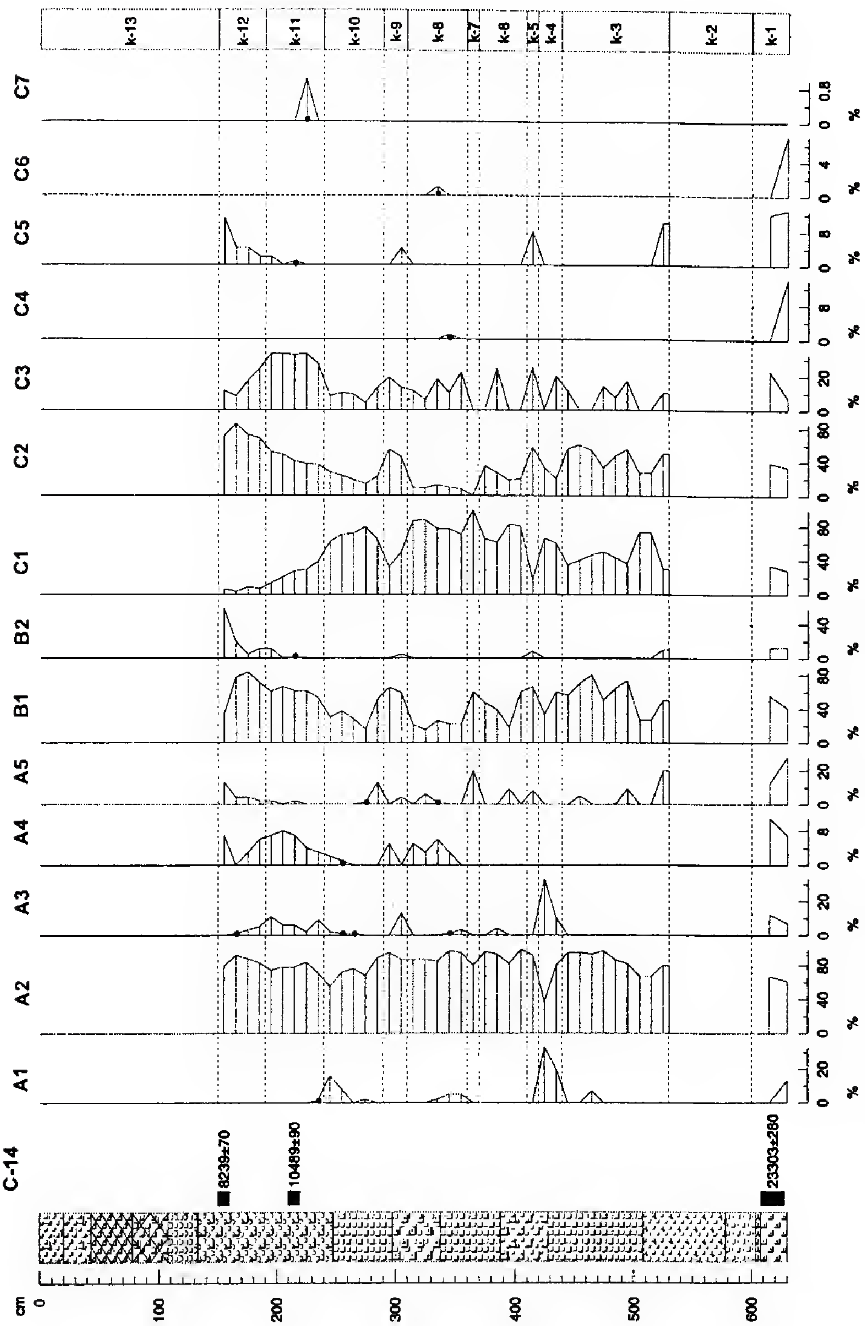
II. táblázat – Table II

Faj/Méter	1,5-1,6	1,6-1,7	1,7-18	1,8-1,9	1,9-2,0	2,0-2,1	2,1-2,2	2,2-2,3	2,3-2,4	2,4-2,5	2,5-2,6	2,6-2,7	2,7-2,8	2,8-2,9	2,9-3,0	3,0-3,1	3,1-3,2	3,3-3,4	3,4-3,5	3,5-3,6	3,6-3,7	3,7-3,8	3,8-3,9	3,9-4,0	4,0-4,1	4,1-4,2	4,2-4,3	4,3-4,4	4,4-4,5	4,5-4,6	4,6-4,7	4,7-4,8	4,8-4,9	4,9-5,0	5,0-5,1	5,1-5,2	5,2-5,3	5,3-5,4	5,4-5,5	6,1-6,2	6,2-6,3
Valvata cristata						*																																			
Valvata piscinalis									*	*	*		*							*	*	*							*	*			*								
Valvata pulchella	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*		*		*	*	*	*	*	*			*	*
Valvata naticina																																									*
Bithynia tentaculata	*	*	*	*	*																																				
Bithynia leachi	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Aplexa hypnorum	*							*																																	
Lymnaea stagnalis										*	*									*	*																				
Lymnaea palustris	*		*	*	*	*	*	*	*	*					*			*	*		*														*						
Lymnaea truncatula																																								*	
Planorbarius corneus	*	*	*	*	*	*	*	*		*		*																													
Planorbis planorbis			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*					*	*	*			*			*			*		*	*		*	*		*	*	
Anisus septemgyratus					*																																				
Anisus spirorbis		*	*		*		*	*	*	*							*																								*
Anisus leucostoma				*	*	*	*	*	*	*	*	*									*	*			*				*	*						*				*	
Anisus vortex					*		*			*											*																				
Bathyomphalus contortus																				*																*					
Gyraulus riparius								*																																	
Gyraulus albus								*	*	*	*	*	*																												
Gyraulus laevis							*		*		*	*	*			*	*	*	*		*																			*	
Armiger crista		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*		*	*	*	*	*	*	*			*	*	*		*		*		*	*			*
Segmentina nitida			*	*		*	*																																		
Sphaerium rivicola																					*																				
Pisidium cf. obtusale																																						*	*		
Pisidium cf. casertanum																																						*			
Pisidium sp.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*					*	*
Succinea putris	*			*	*	*	*												*	*																					
Succinea oblonga						*	*			*					*	*		*		*																					
Oxyloma elegans			*	*	*	*		*		*	*									*	*																			*	
Cochlicopa lubrica																																									*
Granaria frumentum	*	*	*	*	*				*																														*	*	
Vertigo antivertigo																																									*
Pupilla muscorum	*										*		*	*		*				*			*			*						*							*		
Vallonia pulchella																			*																						*
Chondrula tridens	*		*	*	*		*									*	*											*												*	
Limacidae							*												*																		*				
Vitrea crystallina																																									*
Helicopsis striata			*																																						
Perforatella bidentata																				*																					*
Cepaea vindobonensis	*	*	*																																						



7. *ábra.* A molluszka fajok dominanciája a fehér-tavi szelvényben

Fig. 7. Dominance of Mollusc species from the sequence of Fehér lake



8. ábra. A kvartermalakológiai paleoökológiai csoportok dominanciája a fehér-tavi szelvényben

Fig. 8. *Dominance of quartermalacological palaeoecological groups in the profile of Fehér lake*

lyóvízi élettér közötti átmeneti zónában, a morotvatavak kialakulásának kezdetén, az eddig vizsgált szinte valamennyi folyómederben kialakult. Ennek oka, hogy a két élettér oxigénellátottság szempontjából jelentős mértékben különbözik egymástól, ezért a folyóvízi fauna több eleme kipusztul a tavi állapot kialakulásakor, majd a tavi rendszer stabilizálódását követően szétterjednek az álló- vagy lassan mozgó vízre jellemző elemek. Ugyanez a folyamat figyelhető meg a kardoskúti szelvényben is, ahol 5,3 métertől egyre növekvő egyedszámban jelentkeztek a különböző kopoltyús és tüdős csigafajok.

A második kvartermalakológiai zóna 5,3–4,5 m (19 854–17 173 BP év) között fejlődött ki. A faunában az álló vagy lassan mozgó vízben élő fajok dominálnak. A rheofil, áramló vizet kedvelő elemek teljesen hiányoznak ebből a szelvényszakaszból. Ezek a változások egy morotvató kialakulását jelzik, összhangban a szedimentológiai vizsgálatok eredményeivel. A fauna összetétele alapján a maximális vízmélysége a tónak 3 méter lehetett, és a tó vize tiszta, oligotróf jellegű volt, kevés vízinövényt tartalmazhatott. Már ebben a szintben is megfigyelhető a palearktikus elterjedésű *Bithynia leachi* és az euroszibériai *Valvata pulchella* fajok ciklikus arányváltozásai, amely szinte az egész szelvényt végigkíséri. Feltételezhető, hogy a két faj ciklikus változása a vízmélység ritmikus változásával függ össze, mert a két faj optimális vízborítási igénye között jelentős különbség van. Valószínűleg a *V. pulchella* faj dominanciájának maximumai a 2 méternél mélyebb vízborítást, míg a *Bithynia leachi* dominanciacsúcsai a 1,5–2,0 méter közötti vízborítást jelzik. Ezt támasztja alá a *B. leachi* arányának növekedésével szoros korrelációt mutató *Planorbis planorbis* és *Armiger crista* fajok arányának növekedése is. Ez utóbbi fajoknak a vízborítási optimális igénye is 1,5 és 2 méter közötti (MEIER 1985). Ebben a szintben is előkerült a bemosott szárazföldi anyagban a *G. frumentum*. Az eddigi radiokarbon és kvartermalakológiai adatok alapján – a fajnak a legfiatalabb megjelenése a késő-würmben, 20 000 BP évre tehető a Kárpát-medencében. Az ülepedési ráta alapján számított kronológiai adat azt jelzi, hogy ebből a szintből előkerült *G. frumentum* egyedek ehhez a legfiatalabb szinthez tartoznak.

A harmadik kvartermalakológiai horizont 4,5–3,4 m (17 173–14 270 BP év) között fejlődött ki. Ezt a szintet a *Pisidium* fajok kiugró dominanciája jellemzi. A kagylóanyagban igen jelentős a törött héjak aránya és a *P. obtusale* faj közte a *P. obtusale lapponicum* hidegtűrő alak dominanciája. A Mollusca fauna összetétele, a *Valvata piscinalis* és a *Gyraulus laevis* megjelenése következtében nagyon hasonlít a SPARKS & WEST (1972) által a würm végi és késő-glaciális kezdetén megjelent löszfaunával párhuzamosított vízi malakofaunához. Ez a nagy tűrőképességű fajokból álló faunaasszociáció igen jellemző a magyarországi löszképződés utolsó periódusának tavi fáciesére (SÜMEGI in LÓKI et al. 1995). Úgy a kvartermalakológiai adatok jó egyezést mutatnak a tavi üledékrendszerben szedimentológiai és geokémiai adatok alapján kimutatott poranyag akkumulálódással.

A negyedik kvartermalakológiai zóna 3,4–3,0 m (14 270–12 980 BP év) között található. Igen jelentős változások mutathatók ki a faunában. A *Pisidium* fajok aránya erőteljesen lecsökken és a kopoltyús csigafajok dominanciája ugrássze-

rűen, megnő. Ez a szint az élővíz beáramlással, az oxigéndúsabb folyóvízi fácies ismételt kialakulásával mutat összefüggést.

Az ötödik kvartermalakológiai horizont 3,0–2,2 (12 980–10 498 BP év) méter között húzódik. A Pisidiumok arányának ugrásszerű növekedése mellett az *Armiger crista* faj 30%-ot is meghaladó dominancia-maximuma alakult ki ebben a szintben. Ez az erőteljes faunaváltozás a vízi élettér teljes átalakulásának kezdetét jelzi, hiszen az *Armiger crista* faj ilyen aránynövekedése közvetlenül a vízi élettér bentonikus eutrofizációjának a kezdetén alakul ki (FÉNYES 1983). A fauna összetételének változása azt is jelzi, hogy egy sekélyebb vizű, mintegy 1–1,5 méteres vízborítású élettér alakulhatott ki a területen.

A hatodik kvartermalakológiai zóna 2,2–1,5 m (10 490–8 239 BP év) között fejlődött ki. A *Lymnaea palustris, Planorbis planorbis* és különösen az *Anisus spirorbis, A. leucostoma* fajok dominancinövekedése alapján az előző szinthez képest egy sekélyebb, maximum 1 méteres vízborítás alakulhatott csak ki ebben a szintben. Az eutróf vizeket kedvelő elemek megjelenése (*Valvata cristata, Planorbarius corneus, Segmentina nitida*) és aránynövekedése alapján a korábban oligotróf vízi élettér mezotróf tóvá alakult. A bemosott jelentős mennyiségű szárazföldi elem között a vízparti környezetre jellemző borostyánkőcsigák (*Succinea putris, S. oblonga, Oxyloma elegans*) dominálnak (DOMOKOS 1984).

A *Bithynia tentaculata, a Granaria frumentum, a Cepaea vindobonensis* megjelenése (SÜMEGI 1989; SÜMEGI in KERTÉSZ 1994) a *Valvata pulchella* faj visszaszorulása alapján ez a malakológiai szint a pleisztocén–holocén határán fejlődhetett ki. A hidegtűrő, a pleisztocénban elterjedt holarktikus, euroszibériai, illetve ÉK-európai elterjedésű és az enyhébb klímát kedvelő, holocén során szétterjedt DK-európai elterjedésű molluszka fajok a kora-holocén végén egy kihalt paleoasszociációt alkottak. A radiokarbon adatokkal datált kvartermalakológiai szelvény alapján, ez a kihalt fauna asszociációkból álló horizont mintegy 9 000–12 000 BP évvel ezelőtt alakulhatott ki a Kárpát-medencében (SÜMEGI 1989; SÜMEGI & KROLOPP 1995; SÜMEGI in WILLIS et al. 1995, 1996 és KERTÉSZ et al. 1994).

A tavi rendszer eutrofizációs folyamatában a bemosott szervesanyag mellett a fokozatosan felmelegedő környezet is szerepet játszhatott. Az *Anisus spirorbis* faj dominancianövekedése a víz $NaHCO_3$ tartalmának növekedését, a lúgosabb, sósabb, szikes jellegű vízi környezet kialakulását jelzi a recens vizsgálatok (SZABÓ 1990) alapján. Az *Anisus spirorbis* megjelenése és arányának növekedése szinkronban van a szuszpenzióban mért pH 10-es értéket meghaladó növekedésével, a lúgosabb vízi környezet kialakulásával.

Összefoglalás

A geomorfológiai, üledékföldtani és kronológiai elemzések alapján a kardoskúti Fehér-tó egy késő-würm korú folyómederben alakult ki. A kronológiai elemzések azt mutatják, hogy az élővíz állapot vagy folyóvízi stádium 23 000–25 000 BP évek között jöhetett létre. A folyóvízi stádium megszűnése, a folyómeder lefűződése után, még a pleisztocén során egy speciális, hosszan elnyúló

mederágban tavi állapot fejlődött ki. Ekkor a tavi üledék mellett igen jelentős eolikus szállítású, allogén poranyag halmozódott fel egy tisztavízű, alföldi környezetben viszonylag mély, 3 m maximális vízmélységű tóban. A folyóvízi és a tavi stádiumban a medret vegyeslombú tajga vette körül, de a ciklikus tajgatűz kialakulása miatt időszakosan ez a tajgaállapot felszakadt és sztyeppés tajga alakult ki. A malakofauna összetétele alapján a területen ebben a periódusban erőteljes paleobalkáni, délkelet-európai faunisztikai hatás érvényesült. A kvartermalakológiai adatok azt jelzik, hogy a balkáni faunakör würmkori, északi határa a Kárpát-medence déli részén (Dél-Dunántúl, Duna–Tisza közének déli része, Körös–Maros köze) húzódott (SÜMEGI & KROLOPP 1995; SÜMEGI 1996). A balkáni hatás az egykori vegetáció összetételében is visszatükröződik, a napjainkban csak a Dinári-hegység területén élő *Picea omorica* megjelenése alapján. A kardoskúti terület is ehhez a régióhoz tartozott. A 20 000–23 000 BP évek között kialakult mikrointerstadiálisban intenzív mállás játszódott le és podzol vagy podzolos talaj fejlődött ki a területen, elsősorban a nyers, szilikátokban gazdagabb öntésfelszíneken.

A mikrointerstadiális lezárulását követően a leszakadt folyómederágban létrejött tavi rendszerben fokozatos, lassú ún. minerorganikus üledék-felhalmozódás indult meg, de az időnkénti élővíz elöntések következtében, folyóvízi homokbetelepülések jelentkeztek. Az ismétlődő folyóvízi elöntés a legjelentősebb áradásokkal függhetett össze, amikor a levált mederág és élő meder között folyóvízi kapcsolat alakult ki, de a folyóvízi elöntések energiája és intenzitása a felszín felé csökkenő tendenciát mutatott. A speciális morotvatóban egy olyan, a mai Német–Lengyel síkság tavaira jellemző malakofauna jött létre, amelyet a korábbi paleoökológiai munkák (SPARKS & WEST 1972) a löszfauna vízi megfelelőjének tartottak. Hasonló összetételű molluszka faunákat a késő-würm korú infúziós löszökben tártak fel (SZÓNOKY 1963; KROLOPP & SZÓNOKY 1982, 1984, 1989; KROLOPP et al. 1996). A tó vízborítása nem volt állandó, hanem időszakos ingadozást mutatott, vize tiszta, hideg, karbonátban gazdag és enyhén lúgos volt. A tavat sztyeppés tajga, illetve zárt vegyeslombú tajga övezte mintegy 14 000–20 000 BP évek között. A pollenadatok azt mutatják, hogy a késő-pleniglaciálisban a Fehér-tó környékén a vízenyős területeken kiterjedt *Larix decidua, Pinus cembra* és *Betula pubescens* alkotta ritkás erdők alakulhattak ki, míg a pangó vizes területektől távolabb területeken *Larix decidua–Pinus silvestris* erdőfoltok boríthatták. Ezek a tajgaerdők a spontán tajgaégések gyakorisága (PAYETTE 1992) miatt sohasem záródhattak.

A ÉK-európai kevertlombú boreális erdőkkel a legnagyobb hasonlóságot az FT-1, FT-3 és FT-5 pollenzónák mutatják, míg a FT-2 és FT-4 pollenzóna nyitottabb vegetációtípusával ÉK-európai borális öv tűlevelű erdőssztyepp zónájával mutat párhuzamot. Ugyanakkor a kevertlombú boreális erdőkben a széleslevelű lombosfák jelentősebb aránya és a *Larix decidua* pollenje nem mutatható ki. A kardoskúti pollendiagramban a *Gramineae* és az *Artemisia* százaléka is jelentősebb a recens boreális erdőssztyepp/vegyeslombú tajga határán kialakult pollenspektruménál. Ezek az eltérések arra utalnak, hogy a terület növényzete rendkívül mozaikos lehetett és a boreális övben jelenleg jól elhatárolható

és jól elkülönülő zónákba tömörülő növényzeti formációk itt kis területen, egymást felváltva helyezkedhettek el. Ez a tény változatos mikrodomborzatra, vízellátásra és szerteágazó élőhelytípusokra utal. Hasonló mozaikos vegetációt és változásokat modellezett a molluszka fauna alapján SÜMEGI & KROLOPP (1995), SÜMEGI (1996), KROLOPP et al. (1996) a Kárpát-medence több késő-würm korú löszterületén.

Az alacsonyabb AP %-ot mutató boreális erdőssztyepp a Közép-Ázsia északi részén kialakult ún. "keleti típusú" és az Uráltól nyugatra kialakult ún. "nyugati típusú" boreális erdőssztyepp keveredését mutatja, a *Larix decidua* pollenszázaléka pedig az extrémen kontinentális viszonyok érvényesülését a vízfolyásoktól távolabbi területeken és a temperáltabb boreális klíma hatását és a zártabb erdők kialakulását a folyóvízhez közelebbi területeken. Ezek a palinológiai adatok megerősítik SÜMEGI (1996) würm kori vegetációra vonatkozó rekonstrukciós modelljét. Ez a modell az Altáj előterében kialakult, hidrológiai, hidrográfiai, domborzati okok következtében tájakra bomló eurázsiai vegetációs zónák rendkívül mozaikos növényzetét tekinti a würmkori Kárpát-medence recens analógiájának. A modell szerint az eltérő környezeti igényű és elterjedésű fajok együttélését az eltérő környezeti adottságokkal rendelkező, egymás mellett mozaikosan elhelyezkedő élőhelyek okozták. Ezek a mozaikok nem statikus egységek voltak, hanem a klimatikus változásoknak megfelelően kiterjedtek vagy összehúzódtak, vagyis az időben zajló ciklikus éghajlati változásoknak megfelelően térben fluktuáltak.

A ciklikus tér és időbeli változások következtében az európai, köztük a kárpáti endemikus és dél-kelet-európai, valamint a boreális és az észak-ázsiai elterjedésű fajok átfedő areával rendelkezek a Kárpát-medencében a késő-würmben, így kihalt paleoasszociációk jöttek létre (SÜMEGI 1996). Ezt támasztja alá a kardoskúti pollenanalitikai vizsgálatok eredménye is, hiszen az eltérő eurázsiai vegetációtípusok keveredése, a késő-würm korú vegetáció fajgazdagsága, az AP és a NAP %-os aránya nem párhuzamosítható egyetlen recens vegetációzóna pollenátlagaival (PETERSON 1983) sem. Ahhoz, hogy a Fehér-tó körüli felső-pleniglaciális növényzet recens párhuzamait jobban felderítsük további felszíni pollenanalitikai mintavételekre van szükség, elsősorban Belső-Ázsiában. Az Altáj-hegység peremterületein, a Kulunda-, Baraba-sztyepp, Felső-Ob-menti hátság, Vaszjugan-hegység, a Szurgut-alföld találkozásánál, illetve a Mongóliában kialakult mozaikos vegetációjú erdőssztyeppek recens pollenspektrumainak feldolgozását követően valószínűleg pontosabb növényzeti rekonstrukciót készíthetünk a magyarországi késő-würm korú szelvények palinológiai feldolgozása során.

A ciklikus erdőtüzek kialakulása, a nyitottabb ás zártabb vegetáció periodikus váltakozása, az enyhébb klímát kedvelő DK-európai molluszka fajok ismétlődő megjelenése rövid idejű (1 000–3 000 év) klimatikus események hatására bekövetkező környezetváltozást jeleznek. Ezeket a rövidebb idejű klímaeseményeket a hazai löszszelvényekben (GÁBORI & GÁBORI 1957; GÁBORI-CSÁNK 1978; T. DOBOSI & VÖRÖS 1986, 1987; PÉCSI 1975, 1993; SÜMEGI 1989, 1995, 1996; SÜMEGI & KROLOPP 1995; SÜMEGI et al. 1991, 1992) a fosszilis talajok, humuszos szintek

kifejlődése, gerinces paleontológiai, régészeti és kvartermalakológiai adatok alapján már korábban is felismerték. Sőt a kimutatott rövid idejű lehűléseknek, mikrostadiálisoknak (vagy a legújabb nemzetközi elnevezés alapján a Heinrich-féle eventeknek) nemcsak regionális, hanem globális kiterjesztése is lehetséges az amerikai kontinensen végzett pollenanalitikai (HEUSSER 1972) és az atlanti óceáni fúrások klíma értékelése nyomán (BOND et al. 1992, 1993).

A 20 000–21 000 és 16 000–17 000 BP éveknél kimutatott rövid időtartalmú felmelegedéseknek, az ún. "mikrointerstadiálisoknak" nemcsak regionális, Kárpát-medencei, hanem globális kiterjesztése is lehetséges az észak-amerikai kontinens (HEUSSER 1973; GRIMM et al. 1993), a dél-európai (BOTTEMA 1974, PEREZ-OBIOL & JULIA 1994, FOLLIERI et al. 1988; MAGRI 1989) és a kardoskúti pollenanalitikai adatok alapján. 16 000–17 000 BP évek között a kardoskúti, a floridai (GRIMM et al. 1993), a spanyolországi (PEREZ-OBIOL & JULIA 1994), az olaszországi (FOLLIERI et al. 1988; MAGRI 1989), a görögországi (BOTTEMA 1974) radiokarbon adatokkal datált pollenszelvényekben a *Pinus* pollen arányának ugrásszerű növekedése, beerdősülési szint kialakulása figyelhető meg. Hasonló vegetációs változások rekonstruálhatók a keleméri Nagy-Mohos láp pollen elemzése alapján is (MAGYARI et al. 1999). Ezek az adatok azt jelzik, hogy a Föld pályaelem változásai alapján számított Milankovitch-Bacsák ciklusokon (MILANKOVITCH 1941; BACSÁK 1955; BERGER 1978) belül olyan rövidebb időintervallumú felmelegedéseket és lehűléseket lehet elkülöníteni, amelyek nem egyeztethetők össze a csillagászati–matematikai modellel. Feltételezzük, hogy a fentebb jelzett szelvények részletes elemzésével, a Milankovitch-Bacsák időskálánál finomabb felbontású rendszer alakítható ki a rövid idejű felmelegedések és lehűlések rekonstrukciója alapján.

Ezek a pollenadatok nagyon jó egyezést mutatnak a kárpát-medencei és adriai lösz-szelvények molluszka faunáiban kimutatható változásokkal, az erdei faunaelemek (*Vestia turgida, Cochlodina laminata, Discus perspectivus, Discus ruderatus, Clausilia dubia, Macrogastra ventricosa, Semilimax kotulai, S. semilimax*) és az erdők szegélytársulásaiban élő fajok (*Vitrina pellucida, Punctum pygmaeum, Vitrea crystallina*) 16 000–18 000 BP év közötti előretörésével (SÜMEGI & KROLOPP 1995, SÜMEGI 1996; SÜMEGI et al. 1999).

A késő-würm végén, a késő-glaciális során, a feltöltődés előrehaladtával egyre sekélyebb vizű állapot alakult ki a Fehér-tó medrében. Fokozatosan megszűnt a porakkumuláció és a feltételezhetően emelkedő hőmérséklet miatt intenzív mállás indult meg a tó környezetében, majd növényzeti változás és faunakicserélődés játszódott le a területen, a pleisztocén elemek visszaszorultak (*Valvata pulchella, Bithynia leachi, Gyraulus riparius*), a holocénban szétterjedt fajok (*Bithynia tentaculata, Granaria frumentum, Cepaea vindobonensis*) pedig megjelentek a vizsgált területen. Sajnos az utólagos vízmozgások és az üledékréteg kiszáradása miatt a pollenanyag megsemmisült, így a növényzeti váltásról csak áttételes adataink vannak.

A közép-európai és dél-kelet európai elemek megjelenése és elterjedése a malakofaunában az eddigi adatok alapján mintegy 10 000–12 000 BP évvel ezelőtt indult meg Magyarországon (SÜMEGI 1996; SÜMEGI & KROLOPP 1995) a sárréti (WILLIS et

al. 1996), jászsági (KERTÉSZ et al. 1994), duna-tisza közi (HERTELENDI et al. 1993), hajdúsági (SÜMEGI 1995) és nyírségi (WILLIS et al. 1995) szelvények alapján és ezt erősíti meg Kardoskúton ebből a szintből mért 10 498 ± 90 BP év is. A környezeti változással egyidőben erőteljes geokémiai változás is történt az üledékösszletben. Ez a változás a tó környezetében lejátszódott talajosodási folyamatok változásával mutat összefüggést. Ugyanakkor az átalakult, sekélyebb és melegebb vizű tóban és környékén erőteljes vízszint ingadozások indultak meg. A tóban és környékén bekövetkezett változásokat jól jelzi a szuszpenzióból mért pH erőteljes emelkedése és az *Anisus spirorbis* faj dominanciájának növekedése. Ezek a változások arra utalnak, hogy a tó környezetében kialakult infúziós löszterületeken szikesedési folyamatok is megindulhattak már a pleisztocén végén, a holocén kezdetén.

A holocén fauna dominánssá válása, a *Cepaea vindobonensis* faj megjelenése a radiokarbon adat alapján 8 000–9 000 BP évek között történt meg a területen és ez az adat jó egyezést mutat a többi, kora-holocén, radiokarbon adatokkal datált kvartermalakológiai adattal, a *Cepaea vindobonensis* zonula kifejlődésével (SÜMEGI 1989, 1995)

A tavi környezetben a pernyeadatok és az üledékföldtani-geokémiai elemzések alapján még egy erőteljes hatást lehetett kimutatni mintegy 1,3 méteren, amikor a terület megőrizte az első erőteljes emberi hatásokat is. Az eddig magyarországi paleoökológiai és radiokarbon adatok alapján (WILLIS et al. 1995, 1996, 1997) az égetéses erdőirtás megjelenése és elterjedése Magyarországon a mediterrán kulturális gyökerekkel rendelkező neolit közösségek megjelenéséhez köthető. Ezeknek a neolit közösségeknek a megjelenése és megtelepedése az eddigi régészeti és radiokarbon adatok alapján 6 000 CAL BC év között kezdődött el (HERTELENDI et al. 1996). A kora-neolit közösségek megjelenésétől és környezetre gyakorolt hatástól kezdődően a tavi üledékben folyamatos emberi hatásokat lehetett kimutatni. Ebből arra következtettünk, hogy a tó környéke 7 000–8 000 BP évtől lakott és művelt volt.

Az emberi hatást követően a tó feltöltődése felgyorsult és mocsári–tavi–mocsári stádiumokon keresztül jutott el mai állapotáig, amikor előbb a mocsári állapot stabilizálódott, legalábbis a tó keleti részén, majd ez a mocsárrendszer is kiszáradt és szikesedésnek indult. A felszínközeli szikesedési nyomok alapján ez az állapot rendkívül fiatal, történelmi időkhöz köthető.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondunk KOZÁK János és TÓTH Csaba egyetemi hallgatóknak a kardoskúti fúrásoknál végzett segítségért. A terepi munka és a laboratóriumi feltárás anyagi feltételeinek előteremtéséért a Körös–Maros Nemzeti Park Igazgatóságának, TIRJÁK László igazgatónak és KALIVODA Béla osztályvezetőnek tartozunk köszönettel. Köszönettel tartozunk dr. MOLNÁR Bélának és dr. CSERNY Tibornak opponensi munkájukért, hasznos tanácsaikért és javaslataikért.

Irodalom – References

BACSÁK, Gy. 1955: Pliozän- und Pleistozänzeitalter im Licht der himmelsmechanik. – *Acta Geologica Hungarica*, **3**, 305–346.

BANNER J. 1943: Településtörténeti kutatások Hódmezővásárhely-Fehértó partján – *Dolgozatok a Szegedi Egyetem Régiségtudományi Intézetéből*, **19**, 195–201.

BENNETT, K. D. 1992: PSIMPOLL – A quickBasic program that generates PostScript page description of pollen diagrams. INQUA Commission for the study of the Holocene: working group on data handling methods. – *Newsletter*, **8**, 11–12.

BERGER, A. 1978: Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. – *Quaternary Research*, **9**, 239–267.

BIRKS, H. J. B. & BIRKS, H. H. 1980: Quaternary Palaeoecology. Edward Arnold, 289 p. London.

BIRKS, H. J. B. & GORDON, A. D. 1985: Numerical methods in Quaternary Pollen Analysis. Academic Press, 876 p. London.

BLAZSOVICH, L. 1985: A Körös-Tisza-Maros köz középkori településrendje. Dél-alföldi Századok, Békéscsaba, 281 p. Szeged.

BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., MCMANUS, J., LABEYRIE, L. & ANDREWS, J. 1992: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. – *Nature*, **360**, 245–249.

BOND, G., BROECKER, W., JOHANSEN, S., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., JOUZEL, J. & BONANI, G. 1993: Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature*, **365**, 245–249.

BORSY Z., MOLNÁR B. & SOMOGYI S. 1969: Az alluviális medencesíkságok morfológiai fejlődéstörténete Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények*, **17**, 237-254.

BOTTEMA, S. 1974: Late Quaternary vegetation history of northwestern Greece. PhD Thesis, University of Groningen 86 p.

BRADSHAW, R. H. W. 1986: Modern pollen representation factors for woods in South-East England. – J. *Ecology*, 123–130.

BUTZER, K. W. 1976: Geomorphology of the Earth. Harper and Raw 520 p. New York.

BUTZER K. W. 1982: Archeology as Human Ecology. – Cambridge University Press, p. 357.

CLARK, J. D. G. 1988: Practile motion and the theory of charcoal analysis, source area, transport, deposition and sampling. – *Quaternary Research*, **30**, 67–80.

CLARK, R. L. 1982: Point count estimation of charcoal in pollen preparations and thin sections in sediments. – *Pollen et Spores*, **24**, 523–535.

CWYNAR, L. C. 1979: An in expensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments. – *Canadian J. Earth Sciences*, **16**, 1115–1120.

DÁNIEL, P., KOVÁCS, B., GYŐRI, Z. & SÜMEGI, P. 1996: New complex geochemical investigation method for lake sediments – Abstracts of IV. Soil and Sediment Contaminant Analysis Workshop. Lausanne, Svájc 36 p.

DIMBLEY, G. W. 1976: Climate, Soil and Man. – Philosophical Transactions of the Royal Society, **275**, 197–208.

T. DOBOSI, V. VÖRÖS, I. 1986: Chronological revision of the Pilisszántó-Rock-shelter II. – *Folia Archeologica*, **37**, 25–43.

T. DOBOSI, V. VÖRÖS, I. 1987: Chronological revision of the Pilisszántó-Rock-shelter I. – *Folia Archeologica*, **38**, 7–58.

DOMOKOS, T. 1984: Adatok a kardoskúti Fehér-tó holocén Mollusca faunájának vizsgálatához. – *Alföldi Tanulmányok*, **8**, 59–80.

ENGSTRÖM, D. R. & WRIGHT, H. E. 1984: Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. 11–69. – In: HAWORTH, E. Y. & LUND, J. W. G. (Eds): Lake Sediments and Environmental History. University of Leichester, Leichester, p. 485.

FALL, P. L. 1987: Pollen taphonomy in a canyon stream. – *Quaternary Research*, **28**, 393–406.

FÉNYES J. 1983: A Duna-Tisza közi tőzeges tavak fejlődéstörténete Mollucsa fauna vizsgálatok alapján. – *Alföldi Tanulmányok*, **7**, 7–26.

FOLLIERI, M., MAGRI, D. & SADORI, L. 1988: 250 000-year pollen diagram from Valle di Castiglione (Rome). – *Pollen et Spores*, **30**, 329–356.

FÖLDVÁRI, A. 1956: "Hidroareolit" kőzetek a magyarországi negyedkor lerakódásaiban – *Földtani Közlöny*, **86**, 356–360.

GÁBORI, M. & GÁBORINÉ CSÁNK, V. 1957: Les stations de loess paléolithiques de Hongrie. – *Acta Archeologica Hungaricae*, **8**, 3–116.

GÁBORINÉ CSÁNK, V. 1978: Une oscillation climatique á la fin du Würm en Hongrie. – *Acta Archeologica Hungarica*, **30**, 3–11.

GLOER, P., MEIER-BROOK, C. & OSTERMANN, O. 1983: Süsswasser Mollusken Nord- und Mitteleuropas. Dejn, Hamburg.

GREGUSS, P. 1948: A középeurópai fák és cserjék meghatározása szövettani alapon. – *Szegedi Egyetem Közleményei*, **3**, 1–250.

GRIMM, E. C., JACOBSON, G. L., WATTS, W. A., HANSEN, B. C. S. & MAASCH, K. A. 1993: A 50 000-year record of climate oscillations from Florid and its temporal correlation with the Heinrich Events. – *Science*, **261**, 198–200.

HALL, S. A. 1989: Pollen analysis and paleoecology of alluvium. – *Quaternary Research*, **31**, 435–438.

HERTELENDI, E., CSONGOR, É., ZÁBORSZKY, L., MOLNÁR, I., GÁL, I., GYŐRFFY, M. & NAGY, S. 1989: Counting system for high precision C-14 dating. – *Radiocarbon*, **31**, 399–408.

HERTELENDI, E., SÜMEGI, P. & SZÖŐR, Gy. 1992: Geochronologic and Paleoclimatic characterization of Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain. – *Radiocarbon*, **34**, 833–839.

HERTELENDI E., LÓKI J. & SÜMEGI P. 1993: A Háy-tanya melletti feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Acta Geographica Debrecina*, **30–31**, 65–75.

HERTELENDI E., KALICZ, N., RACZKY, P., HORVÁTH, F., VERES, M., SVINGOR, É., FUTÓ, I. & BARTOSIEWICZ, L. 1996: Re-evolution of the Neolithic in eastern Hungary based on calibrated radiocarbon dates. – *Radiocarbon*, **37**, 239–244.

HEUSSER, C. J. 1972: Climatic records of the Last Ice Age for Pacific Mid-latitudes in the Americas. – *Abstracts of 9th INQUA Congress, New Zealand*, 150–151.

JACOBSON, G. L. & BRADSHAW, R. H. W. 1981: The selection of sites for palaeovegetational studies. – *Quaternary Research*, **16**, 80–96.

JÁRAI-KOMLÓDI M. 1966: Adatok az Alföld negyedkori klíma-és vegetációtörténetéhez. I. – *Botanikai Közlemények*, **53**, 191–200.

KERNEY, M. P., CAMERON, R. A. D. & JUNGBLUTH, J. H. 1983: Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. P. Parey, Hamburg-Berlin 384 p.

KERTÉSZ, R., SÜMEGI, P., KOZÁK, M., BRAUN, M., FÉLEGYHÁZI, E. & HERTELENDI, E. 1994. Archeological and Paleoecological study of an Early Holocene settlement in the Jászság Area. – *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina*, **32**, 5–49.

KISS, I. 1959: A kardoskúti-pusztaközponti Fehértó mikrovegetációja. – *Szegedi Pedagógiai Főiskola Évkönyve*, 23–56.

KISS, I. 1963: Vízfeltörések vizsgálata Orosháza környéki szikes területeken, különös tekintettel a talajállapot és a növényzet változásaira. – *Szegedi Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei*, 43–82.

KISS, I. 1971: Szikes területek felpúposodásainak és padkásodásának vizsgálata, tekintettel a növényzeti kép és algavegetáció kialakulására. – *Szegedi Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei*, **6**, 33–657.

KRETZOI, M. & KROLOPP, E. 1972: A Nagyalföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján. – *Földrajzi Értesítő*, **21**, 133–156.

KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1992: A magyarországi löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. 247–263. – In: SZÖŐR, Gy. (Ed.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Bizottsága, Debrecen, p. 263.

KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1995: Palaeoecological reconstruction of the Late Pleistocene, based on Loess Malacofauna in Hungary. – *GeoJournal*, **36**, 213–222.

KROLOPP, E., SÜMEGI, P., KUTI, L., HERTELENDI, E. & KORDOS, L. 1996: Szeged környéki löszképződmények keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. – *Földtani Közlöny*, **125**, 309–361.

KROLOPP, E. & SZÓNOKY, M. 1982: Az Ős-Körös körösladányi rétegsorának paleoökológiai és ősföldrajzi vizsgálata. – *Alföldi Tanulmányok*, **6**, 7–23.

KROLOPP, E. & SZÓNOKY, M. 1984: A Kettős-Körös völgye két jellegzetes fáciesének üledéktani és paleoökológiai összehasonlítása. – *Alföldi Tanulmányok*, **8**, 43–57.

KROLOPP, E. & SZÓNOKY, M. 1989: Nagykunsági felszínközeli negyedidőszaki képződmények üledéktani és paleoökológiai vizsgálata. – *Alföldi Tanulmányok*, **13**, 25–46.

LITCHI-FEDEROVICH, S. & RITCHIE, J. C. 1968: Recent pollen assemblages from the western interior of Canada. – *Review Palaeobotany and Palynology*, **7**, 297–344.

LOŽEK, V. 1964: Quartermollusken der Tschechoslowakei, *Rozpravy stavu ústavu geologichkého*, **31**. 374 p. Praga.

LÓKI, J., SÜMEGI, P. & HERTELENDI E. 1994: Az abonyi téglagyári feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina*, **32**, 51–66.

MAGRI, D. 1989: Interpreting long-term exponential growth of plant populations in a 250 000-year pollen record from Valle di Castiglione (Rome). – *New Phytologist*, **112**, 123–128.

MAGYARI, E., RUDNER, E., JAKAB, G. & SÜMEGI, P. 1999: Palynological and plant macrofossil data on Late Pleistocene short-term climatic oscillations in North-East Hungary. – *Acta Paleobotanica*, (in press)

MARIN, M. 1966: The Herpetofauna of the Fehértó near Kardoskút. – *Vertebrata Hungarica* **8**, 94–103.

MÁRTON, P., PÉCSI, M., SZEBÉNYI, L. & WAGNER, M. 1979: Alluvial Loess (Infusion Loess) on the Great Hungarian Plain – *Acta Geol. Hungarica*, **15**, 539–556.

MEGYERI, J. 1963: Vergleichende hydrofaunistishe Untersuchungen an zwei Natrongewasser – *Acta Biologica, Szeged*. **9**, 207–218.

MEHRA O. P. & JACKSON M. L. 1960: Iron oxide removal form soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. – *Clays and Clay Minerals*, **7**, 317–327.

MEIER, T. 1985: The pre-Weichselian nonmarine molluscan fauna from Maastricht-Belvedere (Southern Limburg, the Netherlands) – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **39**, 75–103.

MILANKOVITCH, M. M. 1941: Canon of insolation and the Ice-age problem. Beograd, Königlich Serbische Akademie. English translation and published for the US Department of Commerce and the National Science Foundation. Washington 1965) 633 p.

MOLNÁR, B. 1960: Pliocén és pleisztocén lehordási területek az Alföldön. – *Földtani Közlöny*, **90**, 403–413.

MOLNÁR, B. 1966: A magyarországi folyók homoküledékeinek nehézásvány-összetétel vizsgálata. – *Hidrológiai Közlöny*, 44, 347–355.

MOLNÁR, B. 1967: A Dél-Alföld feltöltődésének ritmusai és vízföldtani jelentőségük. – *Hidrológiai Közlöny*, **46**, 537–552.

MOLNÁR, B. 1973: Az Alföld harmadidőszak-végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. – *Földtani Közlöny*, **103**, 294–310.

MOLNÁR, B. & MUCSI, M. 1966: A kardoskúti Fehér-tó vízföldtani viszonyai. – *Hidrológiai. Közlöny*, **46**, 413–420.

MOLNÁR, B. & SZÓNOKY, M 1976: On the origin and geohistorical evolution of Natron-lakes of the Bugac Region. – *Móra Ferenc Múzeum Évkönyve* **1975-76/1**. 257–270, Szeged.

MOLNÁR, Zs. & BÚR, M. 1995: A kardoskúti Fehér-tó Természetvédelmi terület kezelési tervet alapozó botanikai felmérése és természetvédelmi értékelése. MTA ÖBKI, 40 p, Vácrátót.

MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. 1991: Pollen Analysis. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 216 p.

NAGY, I., SZIGETI, J. 1984: Hódmezővásárhely története I., 410 p. Hódmezővásárhely.

OLASZ, E. 1959: Elpusztult XI-XVI. századi falvak Kardoskút, Tótkomlós és Békéssámson környékén. Szántó-Kovács János Múzeum Évkönyve 11–14.

OLDFIELD, F. 1978: Lakes and heir drainage basin as units of sediment-based ecological study. – *Progress in Physical Geography*, **1**, 460–504.

PAYETTE, S. 1992: Fire as a controlling process in the North American boreal forest, 144-169. In: SHUGART, H. & LEEMAN, S. R. & BONAN, G.B. (eds): A system analysis of the global boreal forest. Cambridge University Press, 702 p. Cambridge.

PÉCSI, M. 1975: Lithostratigraphical subdivision of the loess sequences in Hungary. – *Földrajzi Közlemények*, **23**, 228–239.

PÉCSI, M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. Akadémia Kiadó, 375 p. Budapest.

PEREZ-OBIOL, R. & JULIA, R. 1994: Climatic change on the Iberian peninsula recorded in a 30 000-yr pollen record from Lake Banyoles. – *Quaternary Research*, 41, 91–98.

PETERSON, G.M. 1983: Recent pollen spectra from zonal vegetation in the Western USSR.– *Quaternary Science Review*, 281–321.

PROCTOR, H. I.-LAMBERT B. G. 1960: Pollen spectra from recent Helianthemum communities. Cambridge Scientific Publications, 240 p. Cambridge.

RABENHORST, M. C. & WILDING, R. L. 1984: Rapid method to obtain carbonate free residues from limestone and petrocalcic materials. – *Soil Science Society American Journal* **48**, 216–219.

RAILLE, M. 1992: Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, 327 p. Marseille.

RÓNAI, A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. *Földtani Intézet Évkönyve*, **56/I**, 421 p.

RÓNAI, A. 1983: Az Alföld földtani atlasza. Orosháza, MÁFI Kiadvány, 19 p. Budapest.

RÓNAI, A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica*, **21**, 446 p.

SCHERF, E. 1929: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talaj kialakulással, különös tekintettel a sziktalajképződésre. – *Földtani Intézet Évi Jelentése* **1925–1928**-ról, 265–273.

SCHUMM, I. 1974: Implication of complex response of drainige for Quaternary alluvial stratigraphy. – *Nature*, **243**, 199–200.

SHUGART, H., LEEMANS, R. & BONAN, G. B. 1992. A system analysis of the global boreal forest. Cambridge University Press, 702 p. Cambridge.

SPARKS, B. W. 1961: The ecological interpretation of Quaternary non-marine Mollusca. – *Proceedings of the Linnean Society of London*, **172**, 71–80.

SPARKS, B. W. & WEST, R. G. 1972: The ice age in Britain. – Meuthen Press, 471 p. London.

STOCKMARR, J. 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – *Pollen et Spores*, **13**, 614–621.

SÜMEGHY J. 1944: Tiszántúl. – Magyar Tájak földtani leírása **6**. kötet 251 p.

SÜMEGI, P. 1989: A Hajdúság felső-pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (őslénytani, üledékföldtani, geokémiai) vizsgálatok alapján. – Egyetemi doktori értekezés, 96 p. Debrecen.

SÜMEGI, P. 1995: Quartermalacological analysis of Late Pleistocene loess sediments of the Great Hungarian Plain. – *Malacological Newsletter*, Suppl. **1**, 79–111.

SÜMEGI P. 1996: Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító őskörnyezeti rekonstrukciója és rétegtani értékelése. – Kandidátusi értekezés, 120 p. Debrecen.

SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója malakofauna alapján. – *Földtani Közlöny*, **125**, 125–148.

SÜMEGI, P., SZÖŐR, Gy. & HERTELENDI, E. 1991. Palaeoenviromental reconstruction of the last period of the Upper Würm in Hungary, based on malacological and radiocarbon data. – *Soosiana*, **19**, 5–12.

SÜMEGI P., KROLOPP E. & HERTELENDI E. 1998: A Ságvár-Lascaux interstadiális őskörnyezeti rekonstrukciója. – *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina*, 165–180.

SÜMEGI P., LÓKI J., HERTELENDI E. & SZÖŐR Gy. 1992. A tiszaalpári magaspart rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. – *Alföldi Tanulmányok*, **14**, 75–87.

SZABÓ, S. 1990: Malacological obsevation on the Háromszögi-tó 1978 to 1989. – *Malakológiai Tájékoztató*, **9**, 31–33.

SZÉKYNÉ FUX V. & SZEPESI K. 1959: Az "alföldi" lösz szerepe a szikes talajképződésben. – *Földtani Közlöny*, 89, 53–64.

SZEPESHÁZY K. 1979: Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. – *Általános Földtani Szemle*, **12**, 121–178.

SZÓNOKY M. 1963: A szegedi téglagyári löszszelvény finomrétegtani felbontása. – *Földtani Közlöny*, **93**, 235–243.

TROELS-SMITH, J. 1955: Karakterisering af lose jordater. Danmarks Geologiske Undersogelse, ser. IV. (10) 73 p.

VENDEL M. 1959: A kőzethatározás módszertana. Akadémia Kiadó, 754 p. Budapest.

WALKER, D. 1970: Direction and rate in some British postglacial hydroseres. 117–139. – In: WALKER, D. & WEST, R. G. (eds): Studies in the Vegetational History of the British Isles. University Press, 117–139, Cambridge

VAN GEEL, B. & VAN DER HAMMEN, T. 1978: Zygnemataceae in Quaternary Colombian sediments. – *Review Palebotany and Palynolology*, 25, 377–392.

WILLIS, K. J., SÜMEGI, P., BRAUN, M. & TÓTH, A. 1995: The Late Quaternary Environmental History of Bátorliget, N.E. Hungary. – *Palaeoclimatology, Palaeoecology, Palaeogeography*, 118, 25–47.

WILLIS, K. J., SÜMEGI, P., BRAUN, M. & TÓTH, A. 1996: Flora, fauna and human changes in the Western part of Hungary at lateglacial/postglacial transition. – Manuscript to Quaternary Research, University of Cambridge 37 p.

WILLIS, K. J., BRAUN, M., SÜMEGI, P. & TÓTH, A. 1997: Does soil change cause vegetation change or vica versa? A temporary perspective from N Hungary. – *Ecology*, **78**, 70–80.

ZÓLYOMI B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkortól. – *MTA Biol. Oszt. Közleményei*, **1**, 491–530.

A kézirat beérkezett: 1998. 06. 04

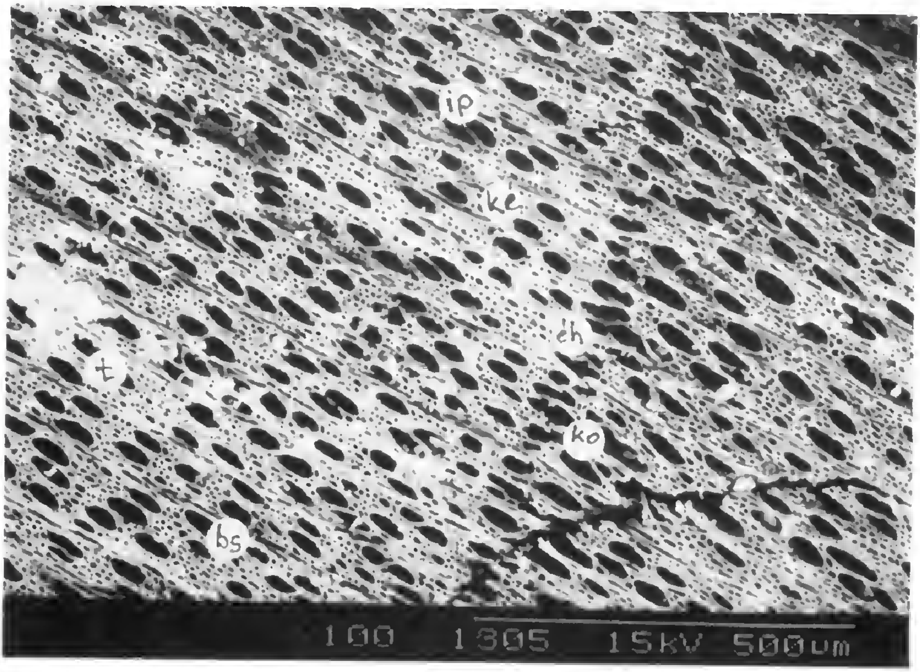
Táblamagyarázat – Explanation of plate

I. tábla – Plate I

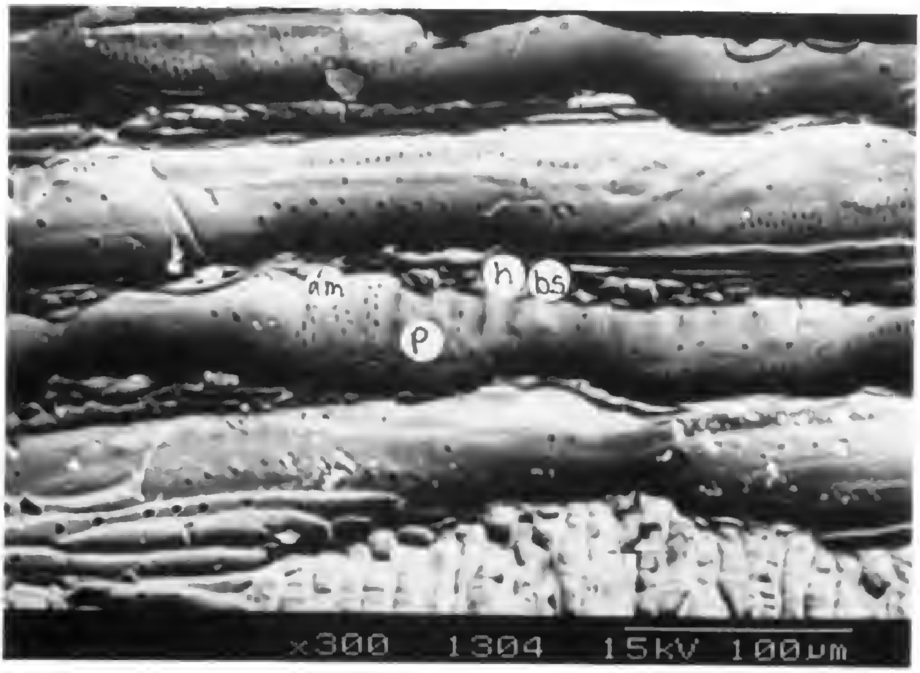
1. A fehér-tóból előkerült *Salix* sp. faszén radiális metszete. ip: ikerpórus, ké: kései pászta, éh: évgyűrű határ, ko: korai pászta, t: trachea, bs: bélsugár
Radial section of Salix sp. macroscopic charcoal from Fehér lake at Kardoskút. ip: twin porouses, ké: late wood, éh: border of growth ring, ko: early wood; t: vessel, bs: ray

2. A Fehér-tóból előkerült *Salix* sp. faszén keresztmetszete. ám: áttörés, p: pórus, h: harántracheida. bs: bélsugár
The cross-section of Salix sp. macroscopic charcoal from Fehér lake at Kardoskút. ám: wood field, p: porous, h: tangetiale trachea, bs: ray

I. Tábla – Plate I



1



2

Földtani Közlöny 129/4, 521–540 (1999) Budapest

Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórágyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei

The Quaternary sequences of the hilly country nearby Üveghuta (eastern part of the Mórágy Hills)

KOLOSZÁR László[1] – MARSI István[1]

(4 ábra, 1 melléklet)

Key words: lithostratigraphy, loess, terrestrial sediments, magnetostratigraphy, Pleistocene, Mórágy Hills

Tárgyszavak: litosztratigráfia, lösz, szárazföldi üledékek, magnetosztratigráfia, pleisztocén, Mórágy-rög

Abstract

One of the crucial questions concerning national applied geology involves the study of the geological build-up of the planned radioactive waste disposal sites nearby Üveghuta in the recent years. The research which has been going on already has produced a number of results, specially stratigraphic ones, whic based on the sequences of the boreholes drilled on the plateau territories.

This research has been successfull in revealing and identifying the Tengelic Formation in the sequences of the boreholes; these were previously unknown in the territory of the Mórágy Hills. The age of this eluvial–deluvial complex, which does not contain any fossils, was determined with quite good probability with the help of magneto-stratigraphical investigations. The Tengelic sediment of the site – deposited at the time of the Olduwa subchron between 1.77–1.95 million years ago – is based on the paleomagnetic correlation.

We divided the loess sequences overlying the Tengelic Formation into a succession which includes numerous soil cycles. Investigating the sequences of the Üveghuta boreholes drilled on the plateau territory it was possible to mark out and to interpret the paleosol horizons. The paleosol horizons were identified and correlated with each other by their number and genetic types, going downwards in the sequences. It was possible to put in parallel exactly the paleosol and the loess horizons because of the relative closeness of the six boreholes which provided usable informations. In the sections wich were drawn (based on the sequences) it was possible to elongate the different horizons and to show the levels which wedge out.

The division of the loess sequence was based on the lithostratigraphical division of the Hungarian loess sections; the latter were based upon the genetic types and the stratigraphical position of the paleosoil horizons (PÉCSI M. 1977). It was successful to correlate the loess sequence with the mentioned litostratigraphical division, what proves the regional validity of this division on this territory as well.

Manuscript received: 04 02 1999

[1] Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest Stefánia út 14.

Összefoglalás

A hazai alkalmazott földtani kutatás egyik súlyponti kérdése az elmúlt években az üveghutai területen tervezett radioaktív hulladéklerakó-telephely földtani viszonyainak tisztázása volt. A kutatások a területen tovább folynak, de máris számos, elsősorban rétegtani eredményt hoztak, a platóterületeken mélyített fúrások rétegsorai alapján.

Sikerült a Mórágyi-rög területén eddig ismeretlen Tengelici Formációt a fúrási rétegsorokban kimutatni és elkülöníteni. A magnetosztratigráfiai vizsgálatok segítségével sikerült ennek az eluviális–deluviális, ősmaradványmentes összletnek a korát is elég nagy bizonyossággal meghatározni. A telephely tengelici összlete a paleomágneses korreláció alapján az Olduwai szubkron idején keletkezett, 1,77–1,95 millió évek között.

A formációt fedő lösz-összletet több talajosodási ciklussal tagolt sorozatra bontottuk. Az üveghutai platófúrások feldolgozása során lehetőség nyílt a paleotalaj horizontok pontos kijelölésére és értelmezésére. A rétegsorokban felülről lefelé haladva számuk és genetikai típusuk szerint azonosítottuk és párhuzamosítottuk egymással a talajhorizontokat. A hat korrelálható adatokat szolgáltató fúrás viszonylagos közelsége lehetővé tette a talajszintek és a lösz rétegek pontos horizontális párhuzamosítását. A rétegsorok alapján készített szelvényekben a különböző szintek térbeli követhetősége, illetve a kiékelődések kimutatása is lehetővé vált.

A lösz-összlet tagolásánál a magyarországi lösz-szelvények rétegtani felosztását vettük alapul, mely elsősorban a lösz fosszilis talajainak típusain és ezek rétegtani helyzetén alapul (Pécsi 1977). A lösz-összletet sikerült az említett beosztással korrelálni, bizonyítva annak erre a területre is kiterjedő regionális érvényességét.

Bevezetés

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok felszínalatti elhelyezését célzó kutatás az utóbbi években a Mórágyi-rög K-i részére és ezen belül is az üveghutai területre összpontosult. Dolgozatunkban a tervezett telephely közvetlen, 1 km^2-es környezete negyedidőszaki képződményeinek földtani adatait értékeljük. Ezen a területrészen a negyedidőszaki képződmények alkotják a kristályos alaphegység fedőjét. A hulladék elhelyezés itt az alaphegységi összletbe tervezett, ennek ellenére a fedőüledékek tagolása, jellemzése szintén igen lényeges a földtani felépítés megismerése, a földtani térmodell megalkotása céljából. Különösen fontos volt a negyedidőszaki képződmények formációkba, összletekbe tagolása, valamint a különböző összletek elkülöníthető szintjeinek párhuzamosítása. Rétegtani értékelésünkhöz csak a területen lemélyített fúrások földtani és mélyfúrásgeofizikai adatait hazsnálhattuk fel, tekintve, hogy igen rosszul feltárt a terület. A csuszamlásos, deluviális, proluviális–deluviális képződmények területi elterjedésének lehatárolásához légifénykép-kiértékelési adatokat is felhasználtunk.

Kutatástörténet

A Mórágyi-rög negyedidőszaki képződményei vastagságukhoz és elterjedésükhöz képest hosszú időn keresztül kevés érdeklődést váltottak ki a területet kutatókban. Bár Vadász (1935) földtani térképe fedett földtani térkép, viszonylag kevéssé részletes a rajta szereplő kvarter tagolása. A Keleti-Mecsek 1953–1970 közötti

1:10 000-es földtani térképezése során a kvarter képződményeket nem tagolták, bár a terület negyedidőszaki képződményeit MOLDVAY (1964, 1966) e munka kapcsán feldolgozta. A legrészletesebb adatok a negyedidőszaki képződmények vonatkozásában a tervezett ófalui radioaktív hulladéklerakó kutatásáról készített zárójelentésben (JUHÁSZ 1989) találhatók. A 90-es években a szegedi József Attila Tudományegyetem Földtani és Őslénytani tanszékén kezdtek el foglalkozni a délkelet-dunántúli lösz-összlet geokémiai jellemzésével. Egyes feldolgozott szelvények a Mórágyi-rög területére esnek (HUM & FÉNYES 1995).

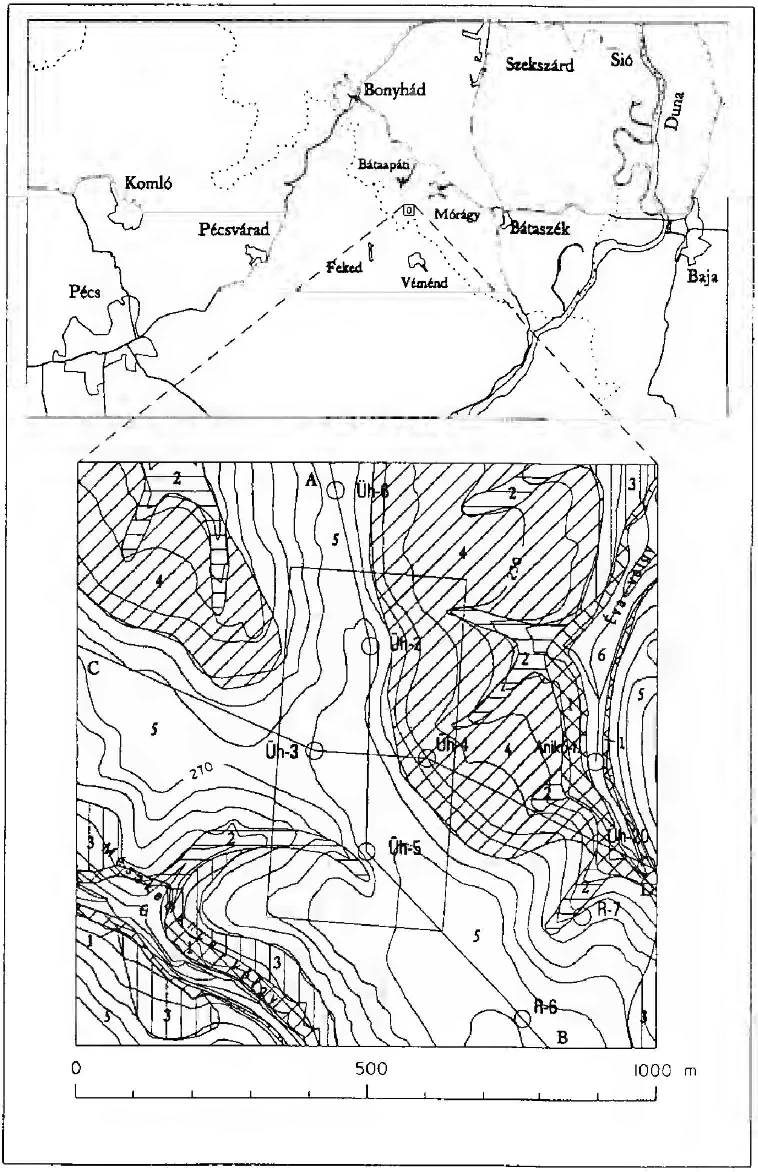
Földrajzi, morfológiai kép

Az üveghutai kutatási terület a Mórágyi-rög keleti részén található, Bátaszéktől kb. 8 km-re Ny-ra Bátaapáti község külterületén, a Mórágyi-rög tengelyéhez É-ról csatlakozó hosszanti háton helyezkedik el (*1. ábra*).

A dombság belső tömegét 300 m körüli magasságú, ÉK–DNy-i irányban elnyúlt, az erózió által felszabdalt platórendszer alkotja, amely enyhén lejt ÉNy, ill. DK felé. A terület laza fedőüledékei könnyen erodálódnak, ami a löszképződés időszakában és azt követően nagyban elősegítette a sűrű völgy- és vízmosáshálózat gyors kialakulását. A fő morfológiai adottságoknak megfelelően működő erózió következtében sűrű, legtöbbször ÉNy–DK-i irányítottságú völgyhálózat alakult ki a dombság mindkét oldalán. Az erózió a területet annyira felszabdalta, hogy az ÉNy-ra, illetve DK-re lefutó szemközti völgyek közötti nyeregpontok több helyen a platószintnél 10–20 m-rel mélyebbre kerültek, és az eredetileg egységes, 40–50 m vastag lösz fedte lankás hátságot mára annyira lepusztította, hogy a dombvonulat belső tömbjeit is részekre osztotta. Ezek az egységek a Mórágyi-rög tengelyére merőleges irányban nyújtott, kisebb platókból állnak, melyekből ujjszerűen, egy vagy több, hosszú, keskeny völgyközi hát nyúlik ki. Azokon a területeken, ahol az erózió már előrehaladt, szélesebb völgyek alakultak ki, melyek oldalaiban folyamatosan fejlődő csuszamlások, suvadások, suvadásos pászták keletkeztek. Így az erózió és a tömegmozgások által egyre tovább szabdalódik a dombság belső tömbje, és keskenyednek a völgyközi hátak.

A tervezett telephely a Mórágyi-rög legmagasabb pontja (302 m) környezetében elhelyezkedő 290–300 m közti magasságú kb. 300 x 800 m-es platóhoz É felől csatlakozó, mintegy 100–120 m széles és 2,5 km hosszú völgyközi háton helyezkedik el.

A platót a dombság Bátaapáti felőli részén a Mészkemence-völgy és az Éva-völgye határolja el a dombhát többi részétől. A völgyközi hát a 290 m-es szintről a Hutai-völgy irányába enyhén lejt a 250 m-es szintig. A hát magasabb szakasza karéjosan ívelt, majd az alacsonyabb, ÉÉNy-i irányítottságú 1300 m-es szakasza Bátaapáti felé mutat. A telephely környezetében a völgyközi hát 270–280 m magas, kissé kiszélesedik, és a kiszélesedés ÉNy-i sarkától kiindulva egy keskeny meredek orr nyúlik a Hutai-patak irányába.



1. *ábra.* A tervezett telephely topográfiai helyzete és földtani térképe. 1. folyóvízi–proluviális üledékek, 2. proluviális–deluviális képződmények, 3. deluviális képződmények, 4. csuszamlásos képződmények, 5. holocén talajjal fedett lösz, 6. granitoid képződmények, 7. kutatófúrás, 8. szelvényirány, 9. a tervezett telephely

Fig. 1. Location sketch and geological map of the planned waste disposal site. Legend: 1 fluvial–proluvial sediments, 2 proluvial–deluvial sediments, 3 deluvial sediments, 4 slumping sediments, 5 loess covered by Holocene soil, 6 granitic-type rocks, 7 borehole, 8 cross-section, 9 the site of the planned waste disposal

A völgyközi hát telephelyközeli részének lejtői a K-i oldalon igen meredekek. A hát karéjosan ívelt szakasza a dombháttól az Éva-völgye bal oldaláig terjedő suvadásos, csuszamlásos pásztát rajzol ki. A csuszamlásos összlet rétegsora az Üveghuta-4. fúrás felső 12,8 m-es szakaszán tanulmányozható. Kisebb csuszamlásos területek a Ny-i oldalon is láthatók. A csúszási sík mindkét oldalon erősen agyagos, vörös paleotalaj.

A telephely környezetének uralkodó talaja a platószinteken a csernozjom barna erdőtalaj. A lejtőkön és a suvadásos térszíneken a fiatal erdőtalajok és lejtőhordalék talajok váltakoznak a kopárosokkal és különböző mértékben erodált szelvényű csernozjom barna erdőtalajokkal.

Az üveghutai terület negyedidőszaki képződményeinek rétegtana

A negyedidőszaki képződmények kronosztratigráfiai besorolásában a Magyar Rétegtani Bizottság és a Magyar Állami Földtani Intézet által kiadott rétegtani irányelveket alkalmaztuk, ennek alapján a negyedidőszak alsó határa 2,4 millió év (GYALOG et al. 1996).

A paleomágneses mérések polaritás zónáit BERGGREN et al. (1995) polaritásidő skálával azonosítottuk be. Ezt az időskálát csak a polaritás változások abszolút kora tekintetében vettük figyelembe.

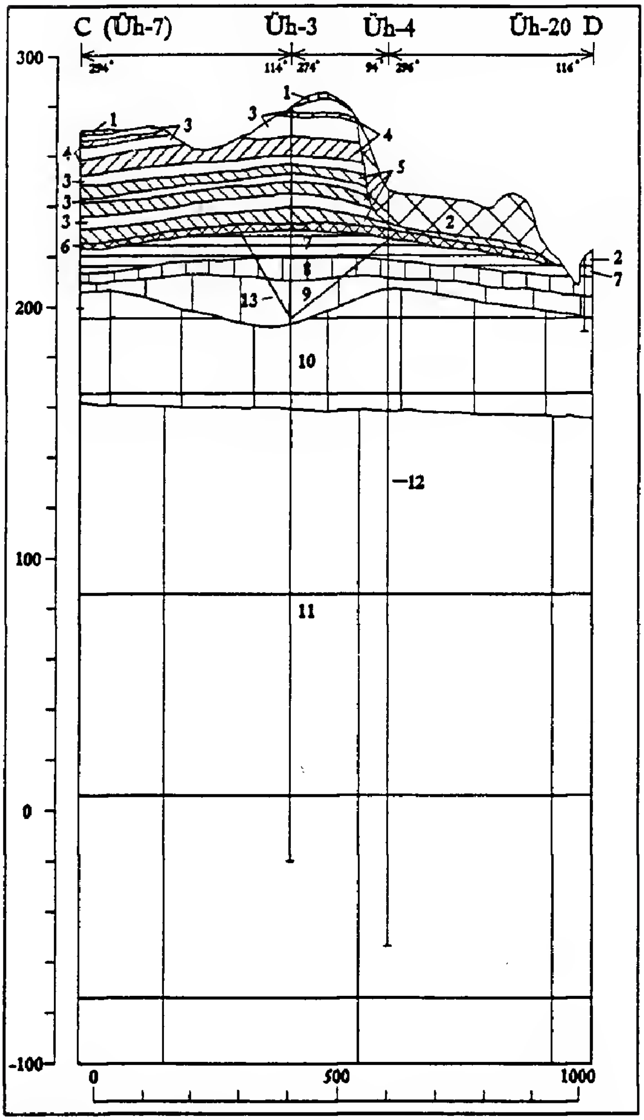
A pleisztocén löszképződmények összletekre történő tagolásában PÉCSI (1977) munkáját vettük alapul.

Azokat a paleotalajokat melyek Magyarországon recens körülmények között is kialakulhattak STEFANOVITS (1981) alapján osztályoztuk, a nálunk recens körülmények között nem képződő paleotalajok besorolásánál az US Soil Taxonomy és a FAO–UNESCO talajosztályozás nevezéktanát alkalmaztuk (Soil Survey Staff 1975, DUDAL 1970).

A kristályos alaphegységet fedő üledékek jellemzése

A granitoid képződményeket szárazföldi törmelékes üledékes, illetve reziduális összlet fedi. Ennek jellemzésére, tagolására a telephely területén és a közvetlen közelben mélyült fúrások rétegsorai alapján vállalkozhatunk. A fiatal összletet reprezentáló felszíni feltárás nincs a területen az Üveghuta-6. fúrás közelében a platószinten bevágódó egyetlen rövid mélyút-szakasz kivételével. A domboldalakat proluviális, deluviális, csuszamlásos, áthalmozott üledékek borítják (*1. ábra*). A szárazföldi sorozat jellemzése tehát csak a kutatófúrások alapján lehetséges.

A tervezett telephely területén 4 db fúrás harántolta a szárazföldi üledéksort teljes vastagságban: az Üveghuta-2., Üveghuta-3., Üveghuta-5. és Üveghuta-6. Az összlet jellemzéséhez és a CD szelvény szerkesztéséhez felhasználtuk az Üveghuta-7. fúrás adatait is, mely a tervezett telephely Ny-i határától mintegy 100 m távolságban mélyült egy kiugró gerincen (*2. ábra*).



2. *ábra.* A tervezett telephely földtani szelvénye a CD vonal mentén. 1. recens csernozjom barna erdőtalaj, 2. csuszamlásos üledék, 3. lösz, 4. fosszilis csernozjom, csernozjom barna erdőtalaj, 5. fosszilis barna erdőtalaj, 6. tarkaagyag, 7. granitoid murva és homok, 8. széteső, breccsás granitoid, 9. kémiailag bontott, erősen repedezett granitoid, 10. kémiailag gyengén bontott granitoid, 11. felszíni hatásoktól mentes granitoid, 12. kutatófúrás, 13. vető

Fig. 2. Cross-section of the planned waste disposal site along CD line. Legend: 1 recent chernozem-brown forest soil, 2 slumping sediments, 3 loess, 4 chernozem, chernozem-brown forest-type palaeosol, 5 brown forest-type palaeosol, 6 variegated clay, 7 granitic gravel and sand, 8 strongly weathered granite, 9 chemical weathered, strongly fissured granite, 10 weakly chemical weathered granite, 11 fresh granite, 12 borehole, 13 fault

Az Üveghuta-4. fúrás domboldalban, pontosabban lejtőpihenőn települt, és nagyrészt áthalmozott üledéksort tárt fel (3. *ábra*). A vízmegfigyelő kúthálózathoz tartozó Üveghuta-20. fúrás az Éva-völgye talpán néhány méter vastag völgykitöltő üledék alatt elérte a gránitmurvát. Ezeken az adatokon kívül még két teljes szelvénnyel fúrt robbantólyuk található a területen, ezek adatot csak a fiatal üledékek vastagságára vonatkozóan nyújtottak (3. *ábra*).

Pliocén–alsó-pleisztocén: granitoid murva

A granitoid murva a kristályos alaphegység felszínén változó vastagságban megtalálható helyben maradt reziduális, egyes helyeken eluviális–deluviális, képződmény.

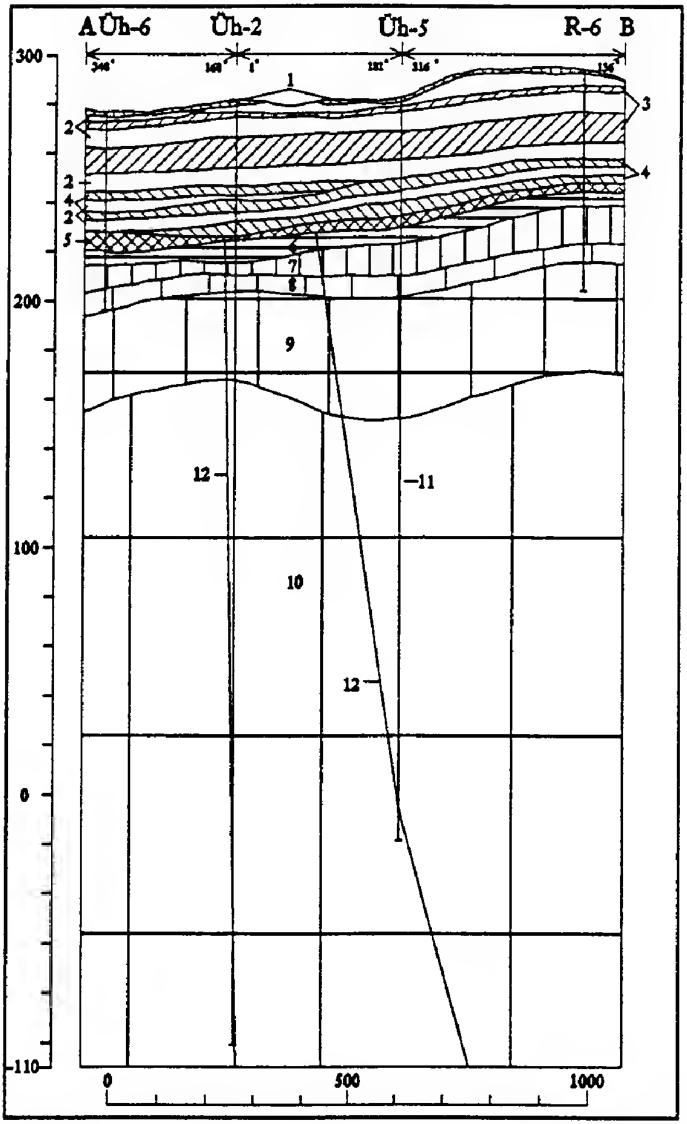
A granitoid murvát, a fent említett összes fúrás harántolta. A telephely területén mélyült fúrásokban vastagsága 1,0–9,1 m között változott. Pontos vastagságadatot, amit a szelvények készítésénél is felhasználhattunk, a karotázsszelvények nyújtottak. Ennek oka kettős. Egyik oka, hogy mindegyik fúrás száraz magfúrással kezdődött, amíg egy olyan tömör alapkőzethez nem ért, amiben már öblítés nélkül nem tudott haladni. A rétegsorok feldolgozói a murva alsó határát, tehát a granitoid felszínt ezeknél a szakaszoknál húzták meg. A karotázsgörbék alapján ennek a váltásnak a pontos helye jobban meghatározható. Másik oka, hogy hasonló a helyzet a murvaösszlet felső határánál is, ahol a változást a fedőt alkotó tarkaagyag összlet megjelenése okozza. Ennek a szakasznak a kijelölése a rétegsorok terepi feldolgozásánál elég nehéz, mivel a tarkaagyag összlet erős duzzadása folytán a beépítések során a tényleges lyukátmérőnél nagyobb mennyiségű agyagot fúrtak és daráltak be a murva összletbe. A pontos hely megállapításánál a karotázsgörbék segítettek, mert a lyukfal és nem az összedarált fúrómag paramétereit mérik.

A vastagságadatokat tekintve annyi tendencia állapítható meg, hogy a magasabb helyzetben lévő granitoid felszínén található reziduális málladék vastagsága 1–2 m-es, míg a 10–15 m-rel alacsonyabb szinten települőé 8–10 m vastagságú. A vastagságbeli eltérések magyarázata véleményünk szerint az alaphegység eredeti morfológiájában keresendő. A felszínen mindenhol keletkező málladék a relatíve kiemeltebb területrészekről az erózió által lehordódott, és a mélyebben fekvő "üledékgyűjtőkben" halmozódott fel nagyobb vastagságban.

A képződmény korára vonatkozóan biosztratigráfiai adat nem áll rendelkezésünkre. A kristályos alaphegységfelszínt borító reziduális málladék valószínűleg pliocén–alsó-pleisztocén korú.

Pliocén–?alsó-pleisztocén: tarkaagyag (Tengelici Vörösagyag Formáció)

A vörösagyagos összlet a tervezett telephely mind a hat mélyfúrásában megtalálható a granitoid murvára települve, 1,8–6,5 m-es vastagságban. A telephelyen észlelt vastagságokat tekintve itt is hasonló a helyzet, mint a granitoid murva esetében. A legnagyobb vastagságban az Üveghuta-6. fúrás harántolta, a legalacsonyabb tszf. magasságon.



3. *ábra.* A tervezett telephely földtani szelvénye az AB vonal mentén. 1. recens csernozjom barna erdőtalaj, 2. lösz, 3. fosszilis csernozjom, csernozjom barna erdőtalaj, 4. fosszilis barna erdőtalaj, 5. tarkaagyag, 6. granitoid murva és homok, 7. széteső, breccsás granitoid, 8. kémiailag bontott, erősen repedezett granitoid, 9. kémiailag gyengén bontott granitoid, 10. felszíni hatásoktól mentes granitoid, 11. kutatófúrás, 12. vető

Fig. 3. Cross-section of the planned waste disposal site along the AB line. Legend: 1 recent chernozem-brown forest soil, 2 loess, 3 chernozem, chernozem-brown forest-type palaeosol, 4 brown forest-type palaeosol, 5 variegated clay, 6 granitic gravel and sand, 7 strongly weathered granie, 8 chemical weathered, strongly fissured granite, 9 weakly chemical weathered granite, 10 fresh granite, 11 borehole, 12 fault

Képződését tekintve eluviális–deluviális összlet, mállott, helyben maradt, illetve lejtőn való tömegmozgással részben áttelepített üledék. Véleményünk szerint kevés nem helyi eredetű, távolabbról szállított anyagot tartalmaz. Az Üveghuta-6. fúrás tengelici összletében találtunk csak kevés legömbölyített, szélfújta homokot-aprókavicsot.

Az agyag vörösesbarna–barnásvörös színű, fekete mangándioxid- és fehér mészfoltos-mészcsomós. Anyaga dominánsan agyag, melybe mészcsomók, mészgöbecsek keverednek. Ezek 1–2 cm-esek és többnyire erősen mállottak, szórt elhelyezkedésűek, elmosódó körvonalúak. A konkréciók képződése a talajosodás folyamatával (kilúgzódás) függ össze. Ezenkívül 0,2–4 mm-es mangándioxid-limonit pizoidok is találhatók benne szintén szórt elhelyezkedésben. A fekü anyaga is jelentkezik az összletben az alsó szakaszokon lefelé egyre növekvő mennyiségben. Ezek 1–5 mm-es, izometrikus kvarc-, illetve földpátszemcsék. A kőzet jól kötött, a nagy montmorillonit-tartalmának köszönhetően erősen duzzadó. Rétegzetlen, szívós.

Alsó határát ott húztuk meg, ahol az agyagtartalom lecsökken, illetve kimarad a rétegsorban. A felső határát – közvetlen fedőjét – többnyire egy vékony lösz-réteg képezi.

A tarkaagyagos összlettel szervesen összefügg egy szokatlan települési helyzetben lévő mészkőhorizont is az Üveghuta-7. fúrásban. Itt 55,0 m mélységben, több mint 8 m vastag gránitmurva alatt, a szál gránit felszínén 0,7 m vastagságban mészkőréteget harántolt a fúrás. Hasonló képződmény a tágabb területen mélyült Erdősmecske-3. fúrásban volt, megegyező sztratigráfiai helyzetben (CHIKÁN et al. 1989a). Ez a kemény, lyukacsos-porózus, piszkosfehér, rózsaszín árnyalatú, szilánkos törésű mészkő horizont a tarkaagyagos összlet mészfelhalmozódási szintje. A tarkaagyag képződés során kilúgozódott mésztartalom a fellazult reziduális málladékon átszivárogva a kompaktabb, kevésbé vízáteresztő alapkőzet felszínén csapódott ki.

A posztpannon üledékek genetikája és lehordási területe pontosabb megítélhetősége végett GYURICZA (1998) az Üveghuta-5. fúrás több összletéből, köztük a tengelici rétegek anyagából mikromineralógiai vizsgálatokat végzett.

Az adatokból kitűnik, hogy a fúrás tengelici rétegei igen nagy 20–30% földpáttartalmúak, és ez a földpátmennyiség a tengelici és a lösz-összlet határán 20,89%-ról ugrásszerűen 4,05%-ra csökken. A kvarc és kvarcit együttes mennyisége ugyanezen a határon 67,36%-ról 19,28%-ra esik. A nagy földpáttartalom megerősíti a helyben történő keletkezést, illetve az esetleges rövid távú szállítódást, mert a földpátok hosszú távon történő szállítódás esetén elmállnak.

A tarkaagyagon vörösesbarna színű talajtakaró alakult ki. A tervezett telephely mélyfúrásai közül az Üveghuta-4-ben és az Üveghuta-5-ben lehetett genetikai A, B, C szintekre tagolni az összlet talaját, a többi 4 fúrásban a talajosodott tarkaagyag felszíne nyesett, hiányzik a felső A talajszint.

Az üveghutai fúrásokban harántolt tengelici összlet paleotalajában 50% vagy azt meghaladó az agyagfrakció-arány, és a montmorillonit az uralkodó agyagásványa.

A Tengelici Formáció korára vonatkozóan egyértelmű adatunk nincs. A formáció és a felette települő lösz-összlet korát az Üveghuta-2. és Üveghuta-5. fúrásokban végzett paleomágneses mérések alapján határoztuk meg, de a kapott kor bizonytalan (LANTOS 1998): "Az Üveghuta-2. és -5. fúrás polaritás zónáit közvetett módon korreláltuk a polaritás-idő skálával. A fúrások polaritás szelvényét először a teljesebb rétegsort harántolt Udvari-2A fúrás szelvényével (MÁRTON 1998) kötöttük össze, és ezen keresztül korreláltuk a BERGGREN et al. (1995) polaritás-idő skálával. Ezt az időskálát nem a földtani korok kronosztatigráfiai határai szempontjából, hanem csak a polaritás változások abszolút kora tekintetében vettük figyelembe.

A lösz-összlet mind az Üveghuta-2. fúrásban, mind az Üveghuta-5. fúrásban uralkodóan normál polaritású, ezért az Udvari-2A fúrás lösz-összletének 70,6 m fölötti részével azonosítható. A Tengelici Formáció mintái az Üveghuta-2. fúrásban (52,3–55,0 m) normál polaritást mutatnak, a Tengelici Formáció az Udvari-2A fúrásban csak 124–136 m között normál polaritású, ezért csak ennek felelhet meg. Az Üveghuta-5. fúrásban a Tengelici Formáció 48,6–52,3 m között mért szakasza az Udvari-2A fúrás 124–141 m közötti részével korrelálható.

Megbízható termolumineszcenciás (TL) mérések 0–190 ezer év közötti kort adtak a paksi szelvény felső részére (PÉCSI 1993) az idősebb, 200–420 ezer éves adatok megbízhatósága kérdéses. A TL korok, valamint a Paks–Dunaföldvár területen korábban végzett litosztratigráfiai és magnetosztratigráfiai vizsgálatok szerint a szelvények középső és felső részén, a PD_2 talajszint fölött észlelt normál polaritású zóna a 0,78 millió év (Ma) közötti Brunhes korszakkal korrelál (PÉCSI et al. 1979; BALOGH et al. 1994). Az Udvari-2A fúrásban a Matuyama–Brunhes határ 70,6 m-ben van (MÁRTON 1998). Az Üveghuta-2. fúrásban az 52,3 m fölötti és az Üveghuta-5. fúrásban a 48,6 m fölötti rétegek tehát szintén 0,78 millió év (Ma) után képződtek.

Az Udvari-2A fúrás 101,2–145,8 m közötti szakaszát MÁRTON fent idézett jelentésében a Matuyama kronnal korrelálta. A korreláció azonban csak valószínűsíthető, illesztő ponttal nincs bizonyítva, mert jelenleg sem radioaktív, sem biosztratigráfiai kor nincsen ebből az intervallumból. Az Udvari-2A fúrásban a 124–136 m között normál polaritású szakasz valószínűleg az Olduwai szubkronnal korrelál, ennél idősebb lehet, de fiatalabb nem. Az Olduwai kora 1,77–1,95 Ma (BERGGREN et al. 1995), az ebből számított üledékfelhalmozódási sebesség 6,7 cm/ezer év (15 000 év/m). Állandó üledékfelhalmozódási sebességet tételezve fel, a Tengelici Formáció bázisának kora az Udvari-2A fúrásban 2,1–2,2 Ma. Ennek megfelelően az Üveghuta-2. fúrásban a Tengelici Formáció rétegei 1,77–1,95 Ma között képződtek, de valószínűleg ennek az időintervallumnak csak egy részében. Az Üveghuta-5. fúrásban kétféle polaritás jeletkezik a szelvényben, két normál polaritású zóna fog közbe egy fordított polaritású szakaszt. Az Üveghuta-5. fúrásban a Tengelici Formáció rétegei 1,77–2,02 Ma között halmozódtak fel, vagyis az üledékképződés itt 60–70 ezer évvel előbb kezdődött, mint az Üveghuta-2. fúrásban. A Tengelici Formáció biztos koradat hiánya miatt idősebb is lehet.

A magnetosztratigráfiai korreláció legalább egymillió éves üledékhiányt jelez a lösz-összlet és a Tengelici Formáció között az Üveghuta-2. és -5. fúrás rétegsorában, az idősebb lösz képződményei és a Tengelici Formáció felső rétegei hiányoznak. Az Üveghuta-5. fúrásban a tarkaagyag teljes mértékben talajosodott, az Üveghuta-2-ben a talajosodott tarkaagyag szelvénye felülről nyesett. Az inklinációszelvények összevetése arra utal, hogy az üledékképződési sebesség az Üveghuta-5. fúrás 50,2–52,3 m közötti szakaszán körülbelül fele akkora volt, mint az Udvari-2A fúrás 136–141 m közötti részén".

Pleisztocén: lösz (lösz-összlet)

A vizsgált terület felszínének legnagyobb részét változó vastagságú átlagosan 35–40 m, vastag pleisztocén lösz és annak lehordott, áttelepített változatai borítják. A lösz-összlet tagolásnál a magyarországi lösz-szelvények rétegtani tagolását vettük alapul, mely elsősorban a lösz fosszilis talajainak típusain és ezek rétegtani helyzetén alapul (PÉCSI 1977). Ezek alapján három lösz-összlet különíthető el: az alsó-, középső-pleisztocén Paksi idős lösz-összlet, mely az alsó részén három barna erdőtalaj, vörös talaj sorozatot tartalmaz, a felső részén Pakson egy ártéri erdőtalaj és egy barna erdőtalaj települ a löszbe; a felső--pleisztocén Mende-basaharci lösz-összlet, melyben négy talajsorozat található, melyek közül az alsó egy barna erdőtalaj, a felső három mezőségi talaj, erdőssztyepp talaj sorozat; a felső-pleisztocén Dunaújváros-tápiósülyi lösz-összlet, melyet két mezőségi típusú humuszos szint jellemez.

Az üveghutai fúrások feldolgozása során lehetőség nyílt a paleotalaj horizontok meghatározására. A rétegsorokban felülről lefelé haladva számuk és genetikai típusuk szerint azonosítottuk a talajhorizontokat és párhuzamosítottuk egymással és a publikált rétegsorokkal. Az üveghutai területen a vörös talajosodott zóna fedőjében települ a barna erdőtalajosodott zóna, melyet a szelvényben felfelé csernozjom barna erdőtalajosodott és mezőségi típusú talajosodott öv követ.

A lösznek a fúrásszelvényekhez hasonló, részletes tagolása a terepi felvétel során nem volt megoldható, ezért a telephely földtani térképén a lösz-összleteket összevontan ábrázoltuk.

Alsó-, középső-pleisztocén: Paksi idős lösz-összlet I.

A Tengelici Vörösagyagra a tervezett telephely 4 fúrásában vékony, 0,5–0,8 m vastag lösz települ. A kőzet okkersárga, barnássárga színű, szürke mangánszeplős, piszkosfehér mészfoltos–mészeres. Anyaga erősen meszes agyagos kőzetliszt. Gyengén kötött, pórusos belső szerkezetű. Ez az itteni fúrásokban harántolt legidősebb, a lösz-összlethez tartozó képződmény, melyet a Paks Dupla (PD) talajszintek között települő löszhorizonttal korrelálunk. Az Üveghuta-6. és Üveghuta-7. fúrásokból ez a szint hiányzik. Az Üveghuta-6. fúrásban a felette települő PD1 talajhorizont is hiányzik, így itt az kora-pleisztocénben vagy nem történt löszképződés, vagy a lösz a későbbiekben erodálódott. A PD1 talajho-

rizont, illetve talajsorozat a telephely 5 fúrásában megtalálható 4–6 m-es vastagságban. Mindenhol genetikai szintekre tagolható vörös, mediterrán típusú talaj.

A PD1 talaj élénk téglavörös színű, agyagos feltalajú, jól szerkezetes, erősen duzzadó, altalajában vastag, sokszor cementált mészpaddal. A vizsgálatok szerint uralkodó agyagásványa a montmorillonit, illitet is tartalmaz, kaolinit viszont nem jellemző. Szelvényében a mész lemosódott, agyagbemosódás, podzolosodás nincs. Feltalajában 50–55%-os az agyagtartalom, ami a szelvényben lefelé mintegy 20%-ot csökken. Az A és B szintjében 1–2 mm-es nagyságú, fekete mangándioxid pizoidokat tartalmaz elszórtan. Ezeken a szakaszokon kemény, szívós, ellenálló, jól kötött. A C szintekben széteső mészkonkréciós agyag, agyagos mészkonkréció települ. Az Üveghuta-7. fúrásban a legváltozatosabb kifejlődésű, itt egy dupla talajsorozat különíthető el (*1. melléklet*).

Az alsó-, középső-pleisztocén lösz-összlet területen található legidősebb rétegei legkorábban 780 000 évvel ezelőtt képződhettek. Az összlet nagy (minimum 1 millió éves) diszkordanciával települ a Tengelici Vörösagyag Formációra; a felső határa kb. 500 000 évnél húzható meg.

Középső-pleisztocén: Paksi idős lösz-összlet II.

Ez a sorozat két részre osztható. Alul egy kb. 5 m vastag löszhorizont települ, mely a terület lösz-összletének legjobb vezetőszintje (*1. melléklet*). Felette egy 3–6 m-es, változó vastagságú barna erdőtalaj sorozat található. A talajhorizontok alatt települő lösz-összleteket és a talajszinteket minden esetben összetartozónak tekintjük, figyelembe véve, hogy az adott lösz-szintek a talajok alapkőzetei. Így a lösz-összletek elkülönítésénél is mindig ezt az eljárást alkalmazzuk. Az Üveghuta-4. fúrás kivételével, mely (mint később látjuk) a PD1 szint fölött csuszamlásos rétegsort harántolt a tervezett telephely 5 nagy alapfúrása feltárta a középső-pleisztocén rétegsor egészét (*1. melléklet*).

Az alul települő 5 m vastag löszhorizont végig jól követhető, homogén felépítésű. Fakósárga színű, szürke mangándioxid szeplős, piszkosfehér mészfoltos. Anyaga gyengén agyagos, mészeres–mészfoltos kőzetliszt. A löszt mészkonkréciós szintek tagolják. A konkréciók mérete 1–10 cm között váltakozik, színük drapp, szövetük mikrokristályos, kemények, szilánkos törésűek. A vastagabb konkréciós szintekben löszmészkő is települ. A lösz fölött települő barna erdőtalaj sorozat vastagsága 3–6 m között váltakozik. Az egész lösz-összletet tekintve ez a legösszetettebb. Többnyire két talajhorizont épül egymásra jól tagolható genetikai szintekkel, de az Üveghuta-7. és az Üveghuta-3. fúrásokban három egymás fölötti talajhorizont is kijelölhető volt.

A magyarországi lösz-összletek tagolásában PÉCSI (1977) ebben a rétegtani helyzetben a PD1 fölött egy gyengén kifejlett barna erdőtalajt, az ún. paksi embrionális talajt különíti el a középső-pleisztocén tetején, a rissben. A terület lösz-összletében ez a talajsorozat a legkifejlettebb, semmiképpen sem embrionális (juvenilis) jellegű, de ennek ellenére a két különböző területen elkülönített talajhorizont ugyanabban a litosztratigráfiai helyzetben van. A fosszilis talaj

vöröses sötétbarna színű, rozsdabarna árnyalatú, fekete, 1–2 mm-es mangándioxid pettyekkel, a B szintekben piszkosfehér mészcsomókkal. Anyagát tekintve agyagos kőzetliszt, mészerekkel, mangándioxid foltokkal. Jól kötött, szívós, ellenálló. Az elkülöníthető genetikai szintek homogének, rétegzetlenek.

A középső-pleisztocénben lerakódott löszhorizont és az ehhez szervesen hozzátartozó, felette települő fosszilis talajsorozat képződése kb. 500 000 évtől 130 000 évig tartott.

Felső-pleisztocén: Mende-basaharci lösz-összlet

A tervezett telephelyen a Mende-basaharci lösz-összlet vastagsága 18–26 m között váltakozik. Az Üveghuta-5. fúrásban az alja csonka, hiányzik a legidősebb löszhorizont és a felette települő fosszilis talaj, a Mende Bázis.

A Mende-basaharci összlet az Üveghuta-6. fúrásban a legvastagabb. Itt a négy fosszilis talaj között, illetve a Mende Bázis alatt települő összes löszhorizont jól kifejlett, elkülöníthető. A leginkább kondenzált rétegsort az Üveghuta-7. fúrásnál látjuk, ahol az összlet felső három csernozjom jellegű barna erdőtalaj horizontja egymásra települ, a talajosodás folyamatosnak látszik, így a felső löszhorizontok nem jelentkeznek. Ez az itteni összlet együttes vastagságában is megmutatkozik, amely csak 18 m.

A terület idős felső-pleisztocén lösz-összlete és ennek fosszilis talajai igen jó korrelációt mutatnak a PÉCSI-féle felosztással. A legalsó, 3–5 m vastagságú fosszilis barna erdőtalaj sorozat a Mende Bázis talajkomplexummal párhuzamosítható. Ez a szint az Üveghuta-7. fúrásban a legkifejlettebb. Itt két egymás fölötti fosszilis talaj genetikai szintje is kimutatható. Az erőteljesebb, szinte folyamatos talajosodásnak valószínűleg paleomorfológiai okai voltak az idős felső-pleisztocén folyamán.

A Mende Bázis paleotalaj A szintje általában vörösbarna–rozsdabarna színű, egy-két szelvényben sötétbarna–dohánybarna, fekete mangándioxid pöttyösfoltos. Anyaga kőzetlisztes agyag, agyagos kőzetliszt. Kemény, szívós. Homogén, rétegzetlen. Az anyagvizsgálati eredmények alapján uralkodó agyagásványa vermikulitos jellegű montmorillonit, jellemző az illit és előfordul a kaolinit is. Szelvényéből a karbonáttartalom melynek mintegy harmad része dolomit lemosódott. A barna erdőtalajok altalajában felhalmozódik a karbonát, de nem képez atkás szintet. A feltalajban 40–45% agyag található, ami a talaj alján 25% körüli értékre csökken.

A Mende Bázis fölötti 4–7 m vastag löszhorizont mindegyik fúrásban kijelölhető. Az e fölötti 3 db, hol löszkötegekkel tagolt, hol egymásra települő csernozjom jellegű barna fosszilis erdőtalaj szint jól párhuzamosítható a PÉCSI-féle Basaharc Alsó, Basaharc Dupla és Mende Felső talajkomplexummal. Így a telephely Mende-basaharci összlete jól korrelál az észak-Magyarországi típusfeltárások rétegsoraival.

Ennek a három paleotalajnak az A szintje többnyire mogyoróbarna, barnásszürke–szürkésbarna, de ritkábban lehet vörösesbarna színű is (Üveghuta-5. fúrás). Jellemzők a piszkosfehér mészerek, sötétszürke mangándioxid foltok.

Anyaguk muszkovitos, agyagos kőzetliszt. A kőzet többnyire homogén, rétegzetlen.

Vizsgálataink szerint ezek a talajok montmorillonit, illit, illit–szmektit jellegű agyagásványokat tartalmaznak. Az agyagfrakció mennyisége a feltalajban 35–40% között változik, az altalajban mintegy 5%-kal kevesebb. Agyagbemosódás, podzolosodás nem jellemzi a szakasz talajait. Kevés mésztartalom a feltalajában is van, de a karbonáttartalom többsége mészhártyák formájában lemosódott. Megközelítőleg 60–40%-ban oszlik meg a kalcit és dolomittartalom egymáshoz viszonyított aránya.

A négy fúrásban is jól követhető és párhuzamosítható fosszilis csernozjom jellegű barna erdőtalaj szintekkel azonos rétegtani helyzetben és azonos tengerszint feletti magasságban az Üveghuta-5. fúrásban fosszilis barna erdőtalajokat írtunk le a terepi feldolgozás során. Ennek alapján az Üveghuta-5. rétegsorát nem lehetett párhuzamosítani a többi fúrásával. Az Üveghuta-2. és az Üveghuta-5. fúrás karotázsszelvényének összehasonlításakor azonban a görbék rajzolata tökéletes egyezést mutatott ebben a szintben (KASZA et al. 1998). Ennek alapján, valamint a települési helyzet, a vastagságadatok és az anyagvizsgálati eredmények alapján az Üveghuta-5. fúrás ezen szakaszát párhuzamosítottuk a többi fúrással.

A telephely Mende-basaharci összletének képződése folyamatos volt és kb. 130 000 évtől 27 000 évig tartott.

Felső-pleisztocén: Dunaújváros-tápiósülyi összlet

A tervezett telephely legfiatalabb, felső-pleisztocén korú lösz-összlete 8–14 m-es, változó vastagságú. Mindegyik fúrásban jól párhuzamosítható mind egymással, mind a PÉCSI-féle tagolással. Alul egy 6–8 m vastag, fakósárga színű, fehér mészpettyes–mészeres, porózus lösszel kezdődik az összlet. A kőzet homogén, rétegzetlen, tömeges, gyengén muszkovitos kőzetliszt, elszórtan molluszkahéj-töredékekkel, mészerekkel. Ezen az alapkőzeten alakult ki a PÉCSI-féle Dunaújvárosi Humuszos szinttel párhuzamosítható, kb. 1,5 m vastagságú csernozjom típusú talaj. E fölött csak a legteljesebb rétegsorú Üveghuta-6. fúrásban jelentkezik még egy juvenilis csernozjom talajszint, mely a Tápiósülyi Humuszos szinttel korrelál. Még feljebb egy 2–3 m vastagságú homogén, rétegzetlen löszhorizont a holocén talaj alapkőzete zárja a lösz-összlet rétegsorát.

A Dunaújváros-tápiósülyi összlet képződése kb. 27 000 évtől 10 000 évig tartott.

Pleisztocén–holocén: csuszamlásos (suvadásos) üledékek

A tervezett telephely tengelyében húzódó közel É–D-i irányítottságú völgyközi hát két oldalán több területrészen is csuszamlásos üledékek települnek. A csuszamlásos felszínek morfológiai képe főleg a többszörösen magasított szelvényeken rajzolódik ki jól (2. *ábra*). A meredek löszgerincek oldalában és alján látható pihenőket, vállakat ezek a gravitációs üledékek alkotják. Az Üveghuta-4. fúrás 12,8 m vastagságban harántolt ilyen változékony összetételű, kaotikusan

kevert képződményt, feküjében a PD1 talajhorizonttal. A felső-pleisztocén–holocén folyamán akár többször is megismétlődhetett az a jelenség, hogy a gerincek oldalában települő átnedvesedett kőzettestek szakadási síkok mentén elválnak a domboldaltól, és nagy agyagtartalmú csúszási felületen lesuvadnak.

Az Üveghuta-4. fúrás rétegsorának csuszamlásos szakasza a rétegleírás alapján 14 réteget tartalmazott. A terepi leírásban elkülönített rétegek közötti különbségek a szedimentológiai eredményekben nem tükröződnek ilyen élesen. A képződmény végig agyagos kőzetliszt. A kőzetliszt-tartalom a felső 2 m-ben 55–60% között van, ez kissé alacsonyabb az alsó szakaszokénál, ahol 2–7 m között 70% körüli, 7–13 m között pedig 65% a kőzetliszt átlagos mennyisége. A kőzet tartalmaz 13% közötti mennyiségű homokot, a fennmaradó része agyag. A karbonáttartalom a felszín közeli részen alacsony (0–6% közötti), 2 m alatt átlagosan 10–20% között váltakozik.

Pleisztocén–holocén: deluviális képződmények

A domboldalakat, lejtőket areálisan pusztító víz lemosó hatása következtében áthalmozódó, többségében lösz alapú, kevert anyagú üledékeket soroltuk ide. A 4 telephelyi kutatófúrás rétegsorában nincs lejtőüledék. Nagyobb felszíni foltjai az Éva-völgye és a Mészkemence-völgy környezetében, valamint a Hutai-völgybe futó oldalvölgyek peremén találhatók, általában a suvadásos összletek és a völgyi üledékek közötti morfológiai helyzetben. A fekü döntően lösz, a fő völgyek közvetlen közelében pedig granitoidok. Rajtuk alacsonyabb morfológiai helyzetben inkább lejtőhordalék, magasabban inkább fiatal erdőtalajok települnek. Ez azt is jelenti, hogy a fejlettebb talajjal a fiatal erdőtalajjal fedett részek az idősebbek.

Pleisztocén–holocén: proluviális–deluviális képződmények

A száraz (deráziós) völgyekben lerakódott helyi eredetű üledéket soroltuk ide, melyeknél a völgyoldalakról lemosódó deluviális anyagot az időszakos vízfolyások szállítják tovább és ülepítik le. A magasabb völgyszakaszokon főként lösz alapú, lentebb kevert anyagú, gyakran törmelékes üledékek építik fel. A telephelyi kutatófúrások rétegsorában ez az üledéktípus sem található. Felszíni elterjedésük a telephely közelében igen kicsi. A kutatási terület fő völgyei környezetében, általában a lejtőüledékek és a folyóvízi üledékek közötti helyzetben települnek. A fekü a magasabb völgyszakaszokon lösz, a fő völgyek közelében pedig granitoidok. Rajtuk fiatal, erősen változó humusztartalmú lejtőhordalék talajok települnek.

Holocén: folyóvízi–proluviális üledékek

Folyóvizek, időszakos vízfolyások által szállított és a völgytalpak szintjén leülepített, többszörösen átmozgatott üledék. Kőzettörmelékkel kevert kőzetliszt építi fel. A telephely esetében a Mészkemence-völgyben és az Éva-völgyében keletkezett. Kutatófúrás az érintett völgyszakaszokon nem mélyült.

Holocén: recens talaj

A képződményt a tervezett telephely földtani térképén nem ábrázoljuk, a jelenkori talajokat a fúrások rétegsorában elkülönítettük, a földtani térképen, a térképezési előírásoknak megfelelően az alapkőzethez soroltuk. A lösz-összlet felszínén főként a platószinteken, gerinceken kialakult és megmaradt alacsony vagy közepes humusztartalmú, 0,5–2 m vastagságú, szürkésbarna színű csernozjom barna erdőtalajt találunk. A meredekebb lejtőkön a mikromorfológia függvényében változó mértékben lepusztult szelvényű talajok vannak. A legkitettebb lejtőket a kopárosok jellemzik. A lejtőpihenőkön és a lejtők alján szeszélyesen változó vastagságú hordaléktalajok vannak, a völgytalpakon pedig nyers öntések.

Pontosabb szedimentológiai adatokkal a 4 telephelyi kutatófúrás talajairól rendelkezünk. Az Üveghuta-2., Üveghuta-3. és Üveghuta-5. fúrás a völgyközi hát platószintjén mélyült. Teljes szelvényű vagy kis mértékben erodált talajokat tárt fel, esetleg a fúrás alapozási munkák miatt a feltalaj 1–2 dm-e hiányzott. A talajok alapkőzete agyagos kőzetliszt. A feltalajban 30–40% közti agyag, 50–60% közti kőzetliszt és átlagosan 23% finomhomok van. Legteljesebb az Üveghuta-5. talaja. A szelvény A szintje 5% karbonátot tartalmaz, ebből 3% a kalcit, 2% a dolomit. A B szint karbonátmentes, az altalajban 26% karbonát halmozódott fel, melyből valamivel több a kalcit. Az Üveghuta-2. fúrás feltalaja hiányzik, az altalaj karbonáttartalma a 30%-ot is meghaladja, közel harmada dolomit. Az Üveghuta-4. fúrás talaja eltér a többi háromtól. Kőzettanilag ezt is agyagos kőzetliszt építi fel, azonban humuszos szintje lehordott, karbonáttartalma alacsony. A talaj típusa lehordott szelvényű csernozjom barna erdőtalaj.

Földtani fejlődéstörténet, ősföldrajz

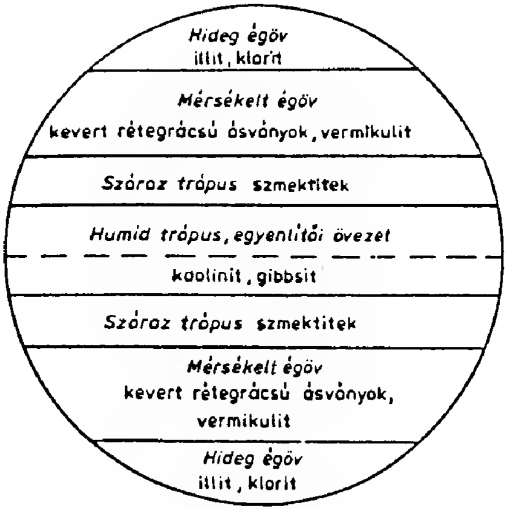
Üledékekkel nem bizonyítható, hogy a pannóniai beltenger elöntötte a Mórágyi-rög területét. A telephelyi platófúrásokkal hasonló morfológiai helyzetben más platóterületeken telepített kutatófúrások rétegsoraiban sem található pannon eredetű üledék. Mindamellett valószínű, hogy a pannon képződmények a Dél-Dunántúl egészét érintő posztpannon kiemelkedés során pusztultak le a Mórágyi-rög területéről. Ez a tektonikai mozgássorozat még a Tengelici Formáció képződése előtt zajlott le.

Ezután a kutatási területen a kristályos alaphegység felszínén megindulhatott a mállás és a terresztrikus üledékképződés. A térségben a posztpannon tektonikai fázis után a reziduális és az eluviális–deluviális folyamatok határozták meg a felszínfejlődést és az üledékképződést. E folyamatok eredményének tekintjük a gránitmurva és a tarkaagyag kialakulását. A több tíz m mélységig mállott gránitos térszínek felszínén először a gránit aprózódása, murvásodása kezdődött. A murvásodott szakaszok a mállás előrehaladásával tovább bomlottak, agyagosodtak. GYURICZA véleménye szerint az üveghutai fúrások környezetében a tengelici üledékek képződése idején oxidatív körülmények között végbemenő agyagásványos mállás volt (GYURICZA 1998).

Az általa vizsgált, fent említett mintákban kimutatott nagy földpáttartalom a térség földtani adottságai alapján a képződmény helyi eredetét, vagy legfeljebb rövid, néhány km-es szállítódását valószínűsíti.

A kőzet agyagásványos összetétele, elsősorban magas montmorillonittartalma felveti az esetleges vulkáni tufa eredetet is. Ez azért is indokolt, mert a kutatási terület közelében, Ófalu környékén kimutattak tufa eredetű anyag mállására utaló agyagásványokat (CHIKÁN et al. 1989b). A vulkáni működés korának itt is hasonlóan a Tengelic-2. fúráshoz (HALMAI et al. 1982) a bári bazalt vulkanizmus kb. 2 millió éves koradatát valószínűsítik. Ez a koradat megerősíti a magnetosztratigráfiai vizsgálatok által valószínűsített 1,77–2,02 millió éves kort a telephely Tengelici Formációjának képződési idejére.

A terület paleotalajai tükrözik a képződésük alatt uralkodó alapvető klimatikus viszonyokat. Az egyes éghajlati övekben a talajokban klimatikus hatásra kialakult legelterjedtebb agyagásványokat az (*4. ábra*) szemlélteti.



4. ábra. A fő agyagásványok elterjedése éghajlati övenként (FEKETE 1988). Az üveghutai fúrások mintáiban kimutatott magas montmorillonit tartalom az ábrán látható száraz trópusi szmektitek közé tartozik.

Fig. 4. Spreading of the main clay minerals in different climatic zones (FEKETE 1988). The high montmorillonite content in the samples of the boreholes at the Üveghuta territory is classed among the dry tropical smectite of the figure

Az üveghutai fúrások tengelici talaja a trópusi talajok (Soil Survey Staff 1975; DUDAL 1970) vertisolok talajrendjébe tartozik, átmeneti bélyegekkel az alfisolok (luvisolok) irányába. Recens körülmények között a szavanna és az arid öv érintkezési zónájában képződnek hasonló talajok. A vertisolok nehéz, agyagos, repedező talajok 35%-nál nagyobb agyagtartalommal, az agyagásványokon belül a 2:1 típusú szerkezetek aránya meghaladja az 50%-ot. A vizsgált talajszelvényekben a feltalaj vörös, vörösbarna színe és a markáns mészatkás altalaj, valamint a babércek megjelenése azok a bélyegek, melyek az alfisol típusú talajok irányába mutatnak.

A paleomágneses mérési eredmények kb. 1 millió éves diszkordanciát jeleznek a tengelici képződmények és a lösz-összlet között. Ebben az időinterval-

lumban történt a terület újbóli kiemelkedése, melynek során a tengelici tarkaagyag egy része, vagy nagy része valószínűleg lepusztult.

A lösz-összlet a vizsgált területen és környezetében több talajosodási ciklussal tagolt sorozat. A lösz képződése alatt, az éghajlat változása jelentősen hatott az üledékképződésre és a talajosodásra. A lösz-összleten belül a talajok alapján 4 fő éghajlati ciklust tudtunk elkülöníteni. A ciklusokon belül közel azonos, a ciklusok között eltérő klímazonális típusú talajok keletkeztek.

A lösz-összletet tagoló 4 talajosodási zóna csaknem teljesen megfeleltethető a PÉCSI-féle nevezéktannak úgy, hogy egy-egy lösz-összletet egy alapvető klímazonális talajtípus jellemez. Kivételt képez a barna erdőtalajok zónája, amit két összletbe választ szét a Paksi idős lösz-összlet II. és a Mende-basaharci lösz-összlet közötti a típusszelvények alapján meghúzott határ.

A lösz legidősebb vörös talaja az agyagásványtani vizsgálati adatai, és makroszkópos jellemzői alapján az alfisolok talajrendjébe tartozik és mediterrán klímát tükröz.

A mediterrán talajosodott öv fedőjében, mintegy 5 m vastag markáns löszréteg fölött vörösbarna, dohánybarna erdőtalaj sorozatokkal tagolt szakasz következik. E talajsorozat alsó talaja a Paksi idős lösz-összlet II-höz, a felső a Mende-basaharci lösz-összlethez tartozik.

Agyagbemosódás, podzolosodás nem jellemzi a szakasz talajait. A szelvény képe alapján ezek a talajok a barna erdőtalajokhoz tartoznak, gyenge mediterrán hatással.

A Mende Bázis talajkomplexum fölötti szakaszt általában 3 talajosodott zóna jellemzi. Ezek többségében vékony löszrétegekkel tagolt, fejlett szelvényű talajok, de kettős, esetleg hármas talaj is kifejlődhetett. Az összehasonlítás alapján a szakasz talajait az MF, BD és BA szinteknek feleltethetjük meg. Ezek a talajok az erdő és sztyeppzóna határán hazai viszonyok között jelenleg is elterjedt csernozjom barna erdőtalajok.

A pleisztocén végén, a lösz-rétegsor záró szakasza a Dunaújváros-tápiósülyi lösz-összlet képződményei halmozódtak fel a területen. A jelenleginél kontinentálisabb éghajlatból következően a fiatal löszt egy-két gyengén, vagy közepesen fejlett humuszos szintű mezőségi típusú talajcsík tagolja, amelynek feltalaja barnásszürke, alapkőzete agyagos kőzetliszt, a mész egy része lemosódott, de az egész szelvény tartalmaz meszet. Mindezek figyelembevételével juvenilis, erdőmaradványos csernozjomként határozhatjuk meg genetikájukat.

A paleotalajok tehát a negyedidőszak folyamán az éghajlat mediterrán-nedves–mérsékelt-kontinentális irányú változási tendenciáját mutatják.

A késő-pleisztocén végére a területet egységesen fedő mintegy 50 m vastag lösztakaró magasabb relatív helyzetbe emelte a térszínt, valamint a terület lassú kiemelkedése is valószínűsíthető, ez a két tényező együtt az erózió felgyorsulását eredményezte. A löszképződés idejét követő erózió mértékéről a területet az ebben az időszakban erősen felszabdaló legfiatalabb völgyfejlődés és a csuszamlásos, suvadásos övek kialakulása tanúskodik.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük BALLA Zoltánnak a radioaktív hulladék elhelyezésére alkalmas területet kutató projekt vezetőjének a lehetőséget, hogy az elmúlt évek során részt vehettünk az üveghutai munkákban, valamint köszönjük az összefoglaló jelentésünk kritikus lektorálását. Hasonlóképpen köszönjük JÁMBOR Áronnak a kézirat minden részletre kiterjedő lektorálását és alapvető észrevételeit. Ezenkívül köszönettel tartozunk munkatársainknak CHIKÁN Gézánénak, CHIKÁN Gézának az Üveghuta-6. és -4. pontos terepi dokumentálásáért, mely az utólagos összehasonlításokat és a fúrások közötti korrelációt megkönnyítette. A munkánkhoz és a publikáláshoz a T. 025202 sz. OTKA pályázat nyújtott segítséget.

Irodalom – References

BALOGH J., BALOGHNÉ DI GLERIA M., BORSY Z., HAVAS F.-né, JUHÁSZ Á., KIS É., LANTOS M., MAROSI S. & SCHWEITZER F. 1994: A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése.– Jelentés a Paksi Atomerőmű Rt-vel kötött B402M-4-22/94k rendelési számú szerződés teljesítéséről. (Geomorfológiai kutatások dokumentációja) ® Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER III, C. C. & AUBRY, M.-P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P., HARDENBOL, J. (editors) Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM Special Publication* **54**, 129–212.

CHIKÁN G., CHIKÁN G.-né, LELKESNÉ FELVÁRI Gy., LELKES Gy., PARTÉNYI Z.-né, FÖLDVÁRI M., RISCHÁK G. , BOGNÁR L., SALLAY M., HÁMORNÉ VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & SIEGLNÉ FARKAS Á. 1989a: Jelentés az Erdősmecske-3., -4. és -5. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményeiről. Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, DDTUL79.

CHIKÁN G., LELKESNÉ FELVÁRI Gy., FÖLDVÁRI M., RISCHÁK G., SALLAY M. 1989b: Jelentés az Ófalu-4. és -4/a. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményeiről. Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, DDTUL76.

DUDAL, R., 1970: Key of Soil Units for the Soil Maps of the World.– Food and Agricultural Organization of the United Nations, Rome, 1–6.

FEKETE J. 1988: Trópusi talajok. Akadémiai Kiadó, Budapest, 503 p.

GYALOG L. (szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187, 171 p.

GYURICZA Gy. 1998: Jelentés az üveghutai kutatófúrások mikromineralógiai vizsgálatáról. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, DDTUL220.

HALMAI J., JÁMBOR Á., RAVASZNÉ BARANYAI L., & VETŐ I. 1982: A Tengelic-2. fúrás földtani eredményei. – *MÁFI Évkönyv*, **65**, 11–116.

HUM, L. & FÉNYES, J. 1995: The geochemical characteristics of loesses and paleosols in the SouthEastern Transdanube (Hungary). – *Acta Mineralogica Petrographica, Szeged*, **36**, 89–100.

KASZA Z., RIGLER Gy., SZONGOTH G., TÓTH I. & ZILAHI-SEBESS L. 1998: A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephely-alkalmassági vizsgálatok Üveghuta körzetében. A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján történő korreláció a gránitot fedő üledékes összletben, valamint korrelációs lehetőségek a gránit összletben (Geo-Log). – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 4–99.

JUHÁSZ J. (szerk.) 1989: Összefoglaló Jelentés az ófalui tervezett radioaktív hullaéktároló telep kutatásáról. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, DDTUL210.

LANTOS M. 1998: Az Üveghuta-2 és -5 fúrás magnetosztratigráfiai értelmezése. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, DDTUL209.

MÁRTON P. 1998: Jelentés az udvari (U2A) és a diósberényi (Db1A) fúrási szelvények paleomágneses méréseinek eredményeiről. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt 446.

MOLDVAY L. 1964: Adatok a Mecsekhegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1962**, 105–109.

MOLDVAY L. 1966: A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsek hegységben és a magyar középhegységekben. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1964**, 209–217.

PÉCSI M. 1977: A hazai és az európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. – *MTA X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei* **10/3**, 183–221.

PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – Akadémiai kiadó, Budapest, 375 p.

PÉCSI, M., SZEBÉNYI, E., SCHWEITZER, F., PÉCSI-DONÁTH, É., WAGNER, M. & PEVZNER, M. A. 1979: Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils (Bio- and lithostratigraphical, paleopedological, thermal and paleomagnetic investigation). – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **22 /1–4**, 513–537.

SOIL SURVEY STAFF 1975: Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. – *Handbook, US Department of Agriculture*, 436 p.

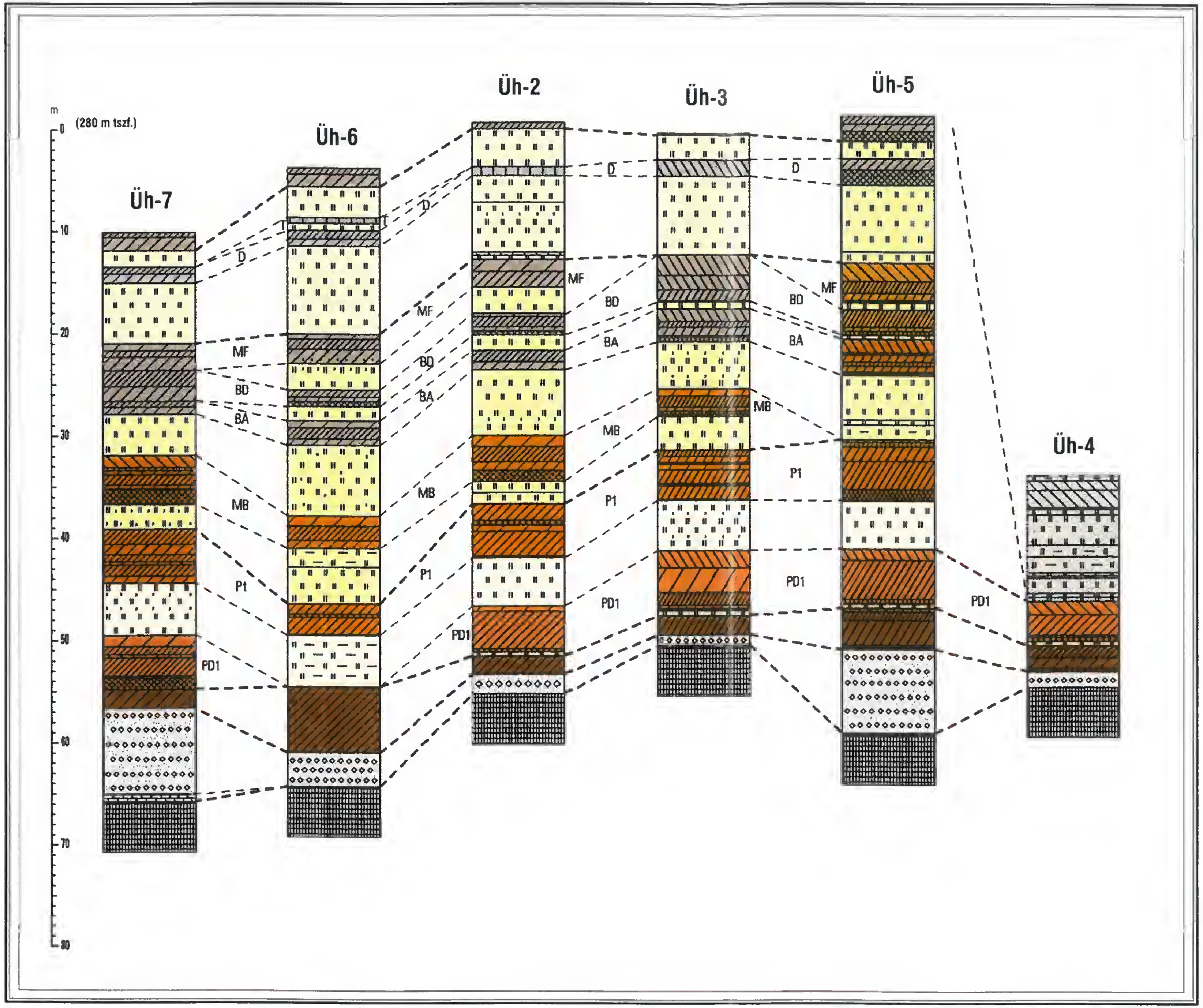
STEFANOVITS P. 1981: Talajtan. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest, 379 p.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység. – Magyar Tájak Földtani Leírása 1., 180 p.

A kézirat beérkezett: 1999 02. 04.

AZ ÜVEGHUTA KÖRNYÉKI FÚRÁSOK FEDŐKÉPZŐDMÉNYEINEK PÁRHUZAMOSITÁSA

Koloszár L., Marsi I.: Az üveghutai (Mórágyi-rög) radioaktív hulladék-lerakó telephely negyedidőszaki képződményei - (1. Melléklet)



JELMAGYARÁZAT

Löszváltozatok

- Dunaújvárosi típusú
- Mende-basaharci típusú
- Paksi típusú
- Csuszamlásos üledékek
- Lösz, lejtőlösz
- Lösz, agyagos lösz
- Lösz, mészkonkréciós szintek
- Agyagos lösz

Talajosodott zónák típusai

- Csernozjom típusú
- Csernozjom barna erdőtalaj típusú
- Barna erdőtalaj típusú
- Vörös, mediterrán típusú
- Vörösbarna, szavanna típusú

Talajosodott zónák genetikai szintjei

- Talaj, fosszilis talaj A szintje
- Talaj, fosszilis talaj B szintje
- Talaj, fosszilis talaj C szintje

- Juvenilis fosszilis talaj
- Átmeneti jellegű fosszilis talaj
- Áthalmozott fosszilis talaj
- Granitoid murva összlet
- Mészkő
- Granitoid

A lösz-összletek vezető taljszintjei

- **T** Tápiósülyi humuszos szint
- **D** Dunaújvárosi humuszos szint
- **MF** Mende Felső talajkomplexum
- **BD** Basaharc Dupla talajkomplexum
- **BA** Basaharc Alsó talajkomplexum
- **MB** Mende Bázis talajkomplexus
- **P1** Paksi idős lösz-összlet II., Talajszint
- **Pd1** Paks Dupla talajkomplxum, felső talajszint

- **Üh-2** Fúrás fele, száma

Szerkesztette: Koloszár László, Marsi István

Digitális feldolgozás: MÁFI Informatikai Főosztály ésKoloszár László

Földtani Közlöny 129/4, 541–571 (1999) Budapest

Nagynyomású metamorfit blokkok a kelet-kubai Holguíntól északra húzódó ofiolitos melanzs zónából

High pressure metamorphic blocks from ophiolitic melange zone, north of Holguin, Eastern Cuba

SZAKMÁNY György[1] – TÖRÖK Kálmán[2] – GÁL-SÓLYMOS Kamilla[1]

(12 ábra, 7 táblázat, 4 tábla)

Key words: H-P metamorphism, eclogite, Eastern Cuba, retrogression

Tárgyszavak: nagynyomású metamorfózis, eklogit, Kelet-Kuba, retrográd metamorfózis

Abstract

The main part of the fold belt in Northern-Cuba consists of an ophiolite melange overthrusted on the late Mesozoic North-American continental slope which contains Cretaceous sediments. The overthrusting was terminated by a collision during the Early to Middle Eocene; it was this event which formed the present belt structure of the island of Cuba. This structure is characterized by the following lithological units.

Within the northern part of the ophiolite melange there is a highly dismembered narrow (about 1–10 km) east-west belt. It has a chaotic structure and consists of ophiolitic clasts embedded in a matrix of serpentinite or greywacke, and contains a few partially retrograde eclogitic blocks with sizes ranging from some decimetres up to ten metres.

The primary minerals of the eclogite are zoned garnet ($Alm_{40-50}Gro_{20-35}Pyr_{5-18}Spe_{0-25}$), omphacite (omph) (jd = 30–40%, dominantly) and, subordinately, rutile. Besides these components some zoisite and phengite were formed during the eclogitic metamorphism. During the retrograde metamorphism different types of amphibole (amph), albite (ab), phengite (phe), zoisite (zo), clinozoisite-epidote (czo-ep), titanite, chlorite and minor biotite were crystallized. Petrographic observations indicate that the main retrograde reaction was: omph amph+ab+phe+zo(czo-ep). The garnet was also involved in this reaction, sometimes it being replaced by albite. In addition, garnet was altered to chlorite and clinozoisite during the late retrogression stage.

Bulk rock chemistry of the eclogites implies that they were basic igneous rocks similar to the basalts-dolerites (of ophiolitic origin) which occur within the same tectonic unit.

Electron microprobe analyses of the pyroxenes and garnets refer to the low temperature or ophiolitic (O-type) origin of the eclogites. Zoning of the garnets and the geothermobarometric calculations from the garnet and pyroxene data indicate that the progressive metamorphism occurred during a gradual increase of T. The temperature during the eclogitic phase could have been 500±30°C under 10.9–13 kbar pressure. These peak conditions indicate that the eclogite can be classified as low-T type subduction, according to Carswell's classification (1990). Compositions

[1] ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum körút 4/A, e-mail: szakmany@iris.geobio.elte.hu, ill. solymos@ludens.elte.hu

[2] ELTE Geofizikai Tanszék, 1083 Budapest, Ludovika tér 2, e-mail: torokklm@ludens.elte.hu

of amphiboles (silicic edenite–edenite–edenitic hornblende, actinolite, glaucophane and magnesio-katophorite) and the presence of albite suggest that the retrogression may have taken place in two different ways:

1. Under greenschist facies conditions; P–T: 2-5 kbar at about 430°C–480°C and
2. Blueschist- to greenschist facies conditions; P–T: from 7 kbar at 380°C–420°C to 2–5 kbar at 430°C–480°C then 400°C–450°C, respectively.

A metasomatic overprint with large edenitic amphiboles occurred during the last retrograde phase.

An abundance of hydrous minerals in the retrogressed eclogites indicates that retrogression took place under high PH_2O. This could be interpreted in terms of high water activity in a rising, tectonically disturbed obduction zone.

Manuscript received: 15 12 1998

Összefoglalás

A kelet-kubai, Holguíntól északra Ny–K irányban húzódó ofiolitos melanzs zóna északi 1–10 km széles sávjában tektonikus blokkokként retrográd eklogitos kőzetek fordulnak elő. Az eredeti eklogit ásványos összetétele gránát+omfacit+rutil±fengit±zoizit. A retrográd szakaszban többféle amfibol (hornblende, aktinolit, kékamfibol), albit, klinozoizit, fengit, titanit, klorit, esetenként biotit képződött. Az eklogitos kőzetek kémiai összetétele jó egyezést mutat a területen előforduló ofiolitok bazaltos–dolerites kőzeteinek összetételével. A gránát összetétele uralkodóan $Alm_{40-50}Gro_{20-35}Pyr_{5-18}Spe_{0-25}$ között változik. A gránátok zónásak, fejlődésüknek a progresszív metamorfózis során 4 szakasza volt elkülöníthető. A piroxén uralkodóan omfacitos összetételű (jd_{30-40}). A gránát és a piroxén összetétele jó egyezést mutat a kishőmérsékletű, illetve az ún. ofiolitos eklogitok megfelelő ásványainak összetételével. Az amfibolok a retrográd metamorf szakasz legnagyobb mennyiségben képződött termékei. Uralkodóan szilíciumos edenit – edenit – edenites hornblende, valamint aktinolitos összetételű, de egyes kőzetekben a fentieket glaukofán, illetve magnezio-katoforitos összetételű amfibol képződése előzi meg. Sok blokkban késői, metaszomatikus – szintén edenites összetételű – amfibol jelenik meg poszttektonikus módon minden korábbi ásványfázist felülbélyegezve.

Az eklogit képződés PT feltételei T=500±30°C és P=10,9–13 kbar. A retrográd metamorfózis két úton ment végbe.

1. Az esetek többségében nagymértékű nyomás- és kismértékű hőmérsékleteséssel, zöldpala fáciesű körülmények között, T=430–480°C-on P=2–5 kbar kondíciók mellett.
2. A visszaalakulás először viszonylag jelentős hőmérséklet-csökkenéssel kezdődött, miközben a nyomás csak kismértékben csökkent (kékpala fácies P=7 kbar és T=380–420°C). Ezt követően, közel izotermikusan (esetleg némi hőmérséklet növekedés mellett), viszonylag gyors nyomáscsökkenés következett be (zöldpala fácies T=430–480°C majd 400–450°C és P=2–5 kbar). A késői metaszomatikus amfibolképződés jelentős illónyomás mellett T=420–470°C és P=2–5 kbar értékekkel jellemezhető.

Bevezetés

Kelet-Kuba, Oriente tartományban, Holguín város környékén 1984–88 között végzett térképező munkát az a kubai–magyar földtani expedíció, amely elsőként talált – tektonikus helyzetben – eklogitos kőzetblokkokat az Holguíntól északra, hozzávetőlegesen nyugat–kelet irányba húzódó ofiolitos melanzs zónában. Kutatómunkánk során az eklogitokat dolgoztuk fel. A feldolgozás során sok új eredmény született, amelynek közlése nemcsak az egykori expedíció résztvevői számára lehet izgalmas. A terület földtani felépítéséről számos ta-

nulmány jelent meg (ANDÓ & KOZÁK 1987; KOZÁK & ANDÓ 1987; ANDÓ et al. 1996) Az itt előforduló eklogitok helyzetéről, megjelenéséről és kezdeti vizsgálati eredményeiről KUBOVICS et al. (1989) számolt be. Ebben az összefoglalásban az azóta elvégzett számos új – elsősorban elektronmikroszondás méréseken alapuló ásványkémiai adatból származó kőzettani-geokémiai eredményeket és azok értelmezését kívánjuk bemutatni.

A terület földtana

Az észak-kubai gyűrt öv jelentős részét a kréta végi észak-amerikai kontinentális előtérre tolt ofiolitmelanzs képezi. Az áttolódás a kora–középső-eocén kollízióval zárult, ami kialakította a sziget jelenlegi öves szerkezetét. E szerkezetet Holguín térségében (Kelet-Kuba ÉNy-i része) a következő litológiai tagolódás jellemzi (É-ról D-re haladva) (*1. ábra*):

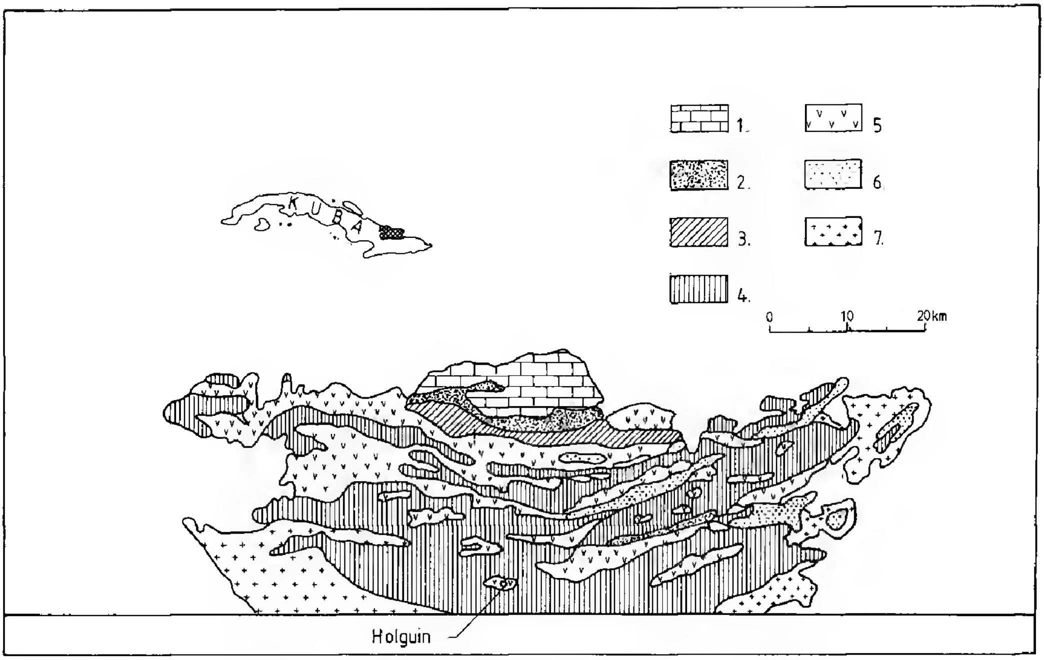
1. kréta karbonátos platform és kontinentális lejtő képződményei;
2. ofiolitmelanzs és
3. a kréta vulkáni szigetív roncsai.

Az ofiolitmelanzs északi, az egykori kontinentális előtér vonalával párhuzamos, attól mintegy 1–10 km-re délre futó kelet-nyugat irányú sávja erősen tagolt, kaotikus felépítésű. Mátrixa szerpentinit vagy ofiolitos törmelékekből álló grauwacke. E sáv, amely mintegy 50 km hosszú és 1–5 km szélességű, néhány dm-től 10–20 m-es méretű metamorf, uralkodóan retrográd eklogit blokkokat is tartalmaz. Az eklogitos blokkokon kívül elsősorban ofiolitos eredetű képződmények (szerpentinit, metagabbró, metadolerit, bazalt), valamint vulkanoszediment kőzetek és grauwacke találhatók. Földtani jelentőségére való tekintettel a sáv képződményegyüttesét Mateo Formáció néven különítették el (ANDÓ et al. 1989; KUBOVICS et al. 1989).

Petrográfia

A tektonikus helyzetű eklogit blokkok kőzetei az eklogittól a zöldpala fáciesig tartó retrográd eklogitos sorozatot alkotnak. A retrográd folyamat nyomon követhető a csaknem teljesen üde eklogittól a kisebb-nagyobb mértékben visszaalakult blokkokon át a már csak zöldpala fáciesű ásványegyüttest tartalmazó kőzetekig, bár ez utóbbiak is – szövetük, valamint az egész kőzetsorozat ismeretében – kétség kívül egykor eklogitok voltak. Egyes blokkokban, illetve azok szegélyén (főleg erek mentén történt oldatmozgások hatására) utólagosan metaszomatikus amfibolképződés is végbement, jól látható a késői amfibol mennyiségének gyors csökkenése az erektől távolodva a kőzet belseje felé. Az eklogitos kőzetegyüttes ásványos összetételét, az egyes átalakulási fázisokhoz tartozó ásványparageneziseket külön feltüntetve, az *Ia* és *Ib táblázat*ok mutatják.

Az eklogit általában finom- és középszemcsés, eredeti fő ásványai uralkodóan a porfiroblasztos gránát és a nála csaknem mindig jelentősen finomabb szem-



1. ábra Holguín környékének földtani térképe [ANDÓ (1993) és ANDÓ et al. (1996) után, egyszerűsítve]. Jelmagyarázat: 1. kréta karbonátos platform formációk; 2. paleogén kollíziós medence olisztosztróma képződményei; 3. eklogitos blokkokat tartalmazó ofiolitos melanzs; 4. ofiolitos melanzs zóna eklogitos blokkok nélkül; 5. kréta szigetív képződmények; 6. ofiolitos pikkelyekhez kapcsolódó paleogén olisztosztróma képződmények; 7. paleogén szigetív képződmények

Fig. 1. Geological sketch of Holguín area (after ANDÓ (1993) and ANDÓ et al. (1996), simplified). Legend: 1 Cretaceous carbonatic platform formations; 2 Olistostrom of the collisional basin (Palaeogene); 3 Ophiolitic melange with eclogitic blocks; 4 Ophiolitic melange zones (without eclogitic blocks); 5 Cretaceous island arc formations; 6 Olistostrom connected with ophiolitic slivers (Palaeogene); 7 Palaeogene island arc formations

csés omfacit mátrix. A fentieken kívül kevés rutil tartozik még az eklogitos ásványparagenezishez, valamint esetenként az eklogitos fázis végső szakaszában kevés zoizit és fengit is képződött.

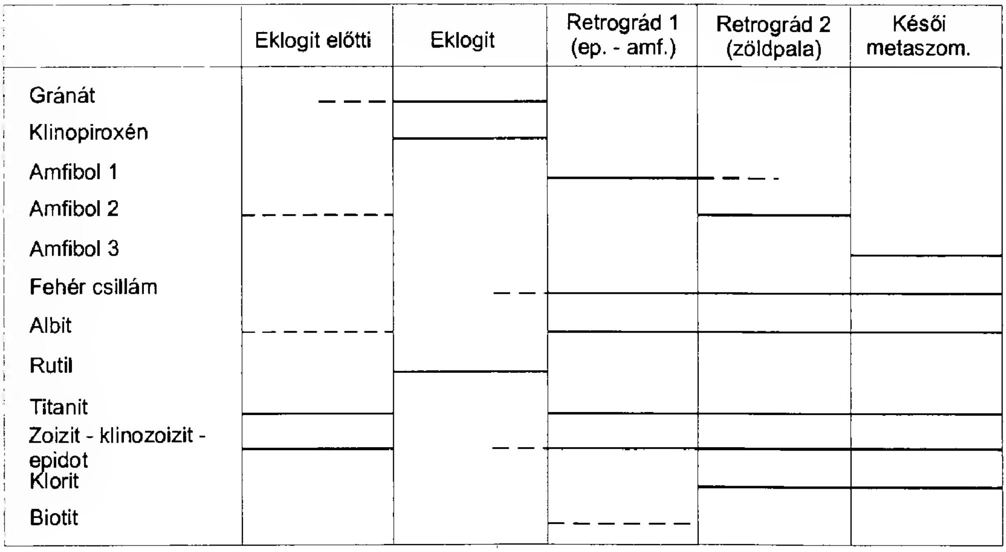
Vékonycsiszolatokban megfigyelhető, hogy az általában 1–2 mm-es (ritkán nagyobb) átmérőjű idioblasztos, hatszöges gránát csaknem mindig zónás, a belső – elsősorban finomszemcsés titanitot és kevés klinozoizitet tartalmazó – zárványdús magot vékony zárványszegény vagy zárványmentes öv veszi körül (*I. tábla 1.*). Egyes kőzetpéldányokon megfigyelhető a gránátok sávos-lencsés feldúsulása. Más mintákban viszonylag kisméretű, de sűrűn előforduló atoll gránát képződés is megfigyelhető volt (*I. tábla* 2.). A retrográd metamorfózis alatt a gránát gyakran érintetlen maradt és csak a visszaalakulás végén kloritosodott-klinozoizitesedett, főleg a szegélyén és repedései mentén. Ritkán biotit

Az holguíni retrográd eklogitos kőzetek ásványos összetétele az egyes fejlődési fázisok ásványparageneziseinek megjelölésével, A, 1. típusú retrográd fejlődési útvonal (l. *12. ábra*, b), B, 2. típusú retrográd fejlődési útvonal (l. *12. ábra*, c_1 és c_2)

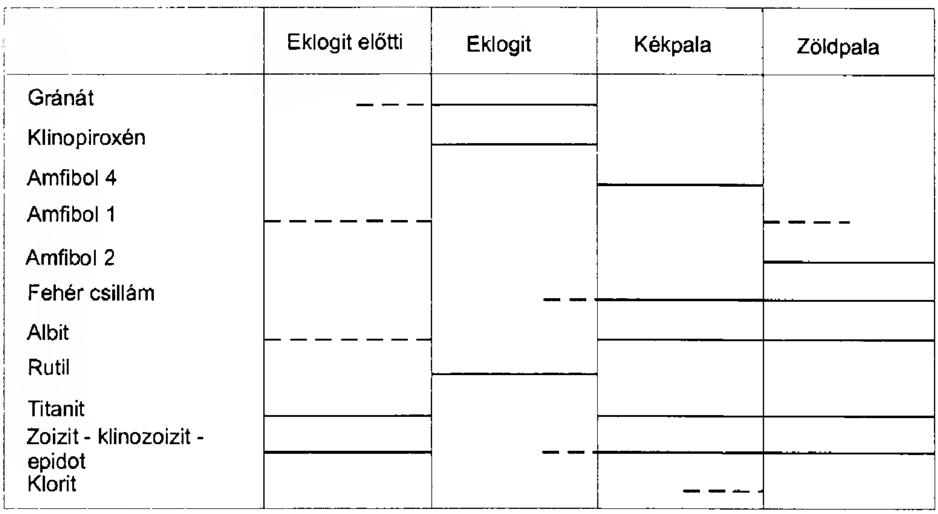
The mineral composition and mineral paragenezis in the stages of the retrograde eclogitic rocks of Holguín – A, 1. type retrogression (see fig. 12. b) – B, 2. type retrogression (see fig. 12. c_1 and c_2)

I. táblázat – Table I

A



B



jelenik meg benne, mint átalakulási termék. Gyakori jelenség, hogy visszaalakulása során a gránát fokozatosan visszaszorul, és helyén albit jelenik meg. Esetenként a gránát már csak kisméretű roncsként figyelhető meg (*II. tábla 1.*) az albit porfiroblaszt közepén.

A piroxén uralkodóan finomszemcsés (0,1–0,2 mm, ritkán nagyobb, akár 1 mm-es is lehet), hipidioblasztos zömök oszlopos és tömeges megjelenésű; a gránátok közötti helyet foglalja el. Esetenként egy kőzeten belül is két, eltérő szemcseméretű változata alakult ki: ilyenkor a nagyobb méretű, xenoblasztos szemcséket hipidioblasztos, zömök oszlopos, kisméretű szemcsék tömege veszi körül. A retrográd metamorfózis során a piroxén mennyisége csökken. Helyén elsősorban amfibol vagy albit képződik. Az eredetileg finomszemcsés piroxént tartalmazó kőzetekben többnyire már csak reliktumként figyelhető meg, más ásványok (gránát, amfibol, albit) zárványaként. Ugyanakkor egyes – főleg durvaszemcsés kőzetekben – a piroxén épen megmaradt, de gyakran erősen hullámos kioltású.

A rutil általában kisebb halmazokban vagy sávokban, ritkábban egyedi szemcsékként, idioblasztos-hipidioblasztos formában jelenik meg. A retrográd metamorfózis során külső része titanittá alakul át, így jellegzetes rutil magból és titanit szegélyből álló ásványegyüttes fejlődött ki.

A retrográd metamorfózis során jelentős mennyiségben $(OH)^-$ tartalmú ásványok (amfibol, klinozoizit-epidot, fehér csillám, klorit, kevés biotit) keletkeztek albit és titanit mellett.

Az albit legtöbbször nagyméretű porfiroblasztokat alkot, általában sok apró amfibol, klinozoizit, fengit és titanit zárvánnyal. Az albit főleg a gránátok helyén, azt fokozatosan kiszorítva képződik (l. *II. tábla 1.*). Egyes, igen erősen visszaalakult kőzetekben a gránát csaknem teljesen eltűnt, és már csak az albit porfiroblasztok emlékeztetnek a helyükre (*II. tábla 2.*). Más esetekben az albit – amint már fentebb említettük – az omfacitok között, azok helyén jelenik meg (l. *II. tábla 1.*).

A retrográd szakaszban legnagyobb mennyiségben megjelenő ásvány az amfibol, amely méretében és megjelenésében is nagyon változatos. Általában a piroxén helyén, azt fokozatosan felemésztve képződik a viszonylag kisméretű, zöld-sárgászöld pleokroizmusú hornblende (*III. tábla 1.*); (l. *Ia. táblázat,* amfibol 1). A nagyobb méretű idioblasztos amfibol gyakran tartalmaz még piroxén reliktumokat zárványként. Az amfibol gyakran zónás, a magja hornblende, a szegélye élénk zöld aktinolit (l. *I. táblázat,* amfibol 2). Néhány kőzetben poszttektonikus idioblasztos kékamfibol jelenik meg (l. *Ib. táblázat,* amfibol 4) amelyet legtöbbször hornblende, illetve aktinolitos hornblende szegélyez (*III. tábla 2.*). Gyakori a hornblende-albit szimplektit kialakulása is (*IV. tábla 1.*). Külön csoportot alkotnak azok a nagyméretű, makroszkóposan sötétkék mikroszkóp alatt csaknem színtelen, akár 1 cm hosszúságot is elérő, nyúlt léces, idioblasztos amfibolok, amelyek poszttektonikusan jelennek meg egyes blokkokban, elsősorban repedések mentén, illetve a blokkok szegélyén (*IV. tábla 2.*); (l. *Ia. táblázat,* amfibol 3).

A zoizit, illetve klinozoizit általában idioblasztos-hipidioblasztos táblás-zömök oszlopos ásványok formájában jelenik meg, legtöbbször amfibollal, albittal és esetenként fengittel együtt. A gránátok magjában szintén gyakori zárványként, ahol nagyon kis szemcseméretű xenoblasztos kristályokat alkot. Néhány helyen megfigyelhető zárványként a gránát szegélyében is. A klinozoizit gyakran zónás, külső szegélyét epidot övezi.

A fengit kis mennyiségben nagyon sok mintában előfordul, de egyes blokkokban tömeges megjelenésű is lehet. Hipidioblasztos-idioblasztos pikkelyei amfibol, klinozoizit és albit társaságában, gyakran szemcsehalmazok formájában találhatóak. Néhány esetben megfigyelhető volt gránátok külső szegélyén zárványként is.

A klorit elsősorban gránátok, másodsorban a többi színes elegyrész átalakulási termékeként jelenik meg, azok szegélyén, illetve repedései és hasadásai mentén.

Kőzetkémia

A korábbi méréseken (KUBOVICS et al. 1989) túl a fejlődéstörténet jobb megismerése érdekében 5 reprezentatív minta teljes kémiai (fő- és nyom-) elemzését végeztettük el (*II. táblázat*). A mintákat úgy választottuk ki, hogy lehetőleg a teljes vizsgált mintasorozatot reprezentálják, vagyis a legkevésbé visszaalakult, nagyon kis amfiboltartalmú, csaknem üde eklogit (3-14-118/3. számú minta), egy valamivel jobban amfibolosodott, de még mindig csaknem teljesen üde eklogit (5-17-58/1. számú minta), egy erősebben visszaalakult eklogit (VII/3. számú minta), a már csak szövetében eklogitra emlékeztető kőzet, amely ásványos összetételét tekintve zöldpalának tekinthető (5-19-8/5. számú minta), és egy olyan retrográd eklogit, amelyben a közepesnek mondható retrográd hatás mellett a késői metaszomatózis hatására képződött poszttektonikus amfibolok is megtalálhatóak (I/5. számú minta). A kémiai elemzések a Division of SGS Canada Inc. Intézet "XRAL" laboratóriumában készültek rtg-fluoreszcens (SiO_2, Al_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, Fe_2O_3, MnO, TiO_2, P_2O_5, Cr_2O_3, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba), ICP (Ni, V), valamint neutron-aktivációs (Sc, Cr, Co, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Th, U) módszerrel.

A teljes kőzetből mért főelem összetétel alapján a vizsgált minták részben tholeiites, részben mészalkáli jelleget mutatnak az AFM diagramban (*2. ábra*). A pontok határozott trendet nem adnak, de egy jól lehatárolt mezőt fednek le, ami jól egyezik a területen előforduló ofiolitok bazaltos-dolerites kőzeteinek összetételével (ANDÓ 1993; ANDÓ et al. 1996.) (*2. ábra*). Ez egyértelműen jelzi ezen kőzetek azonos eredetét.

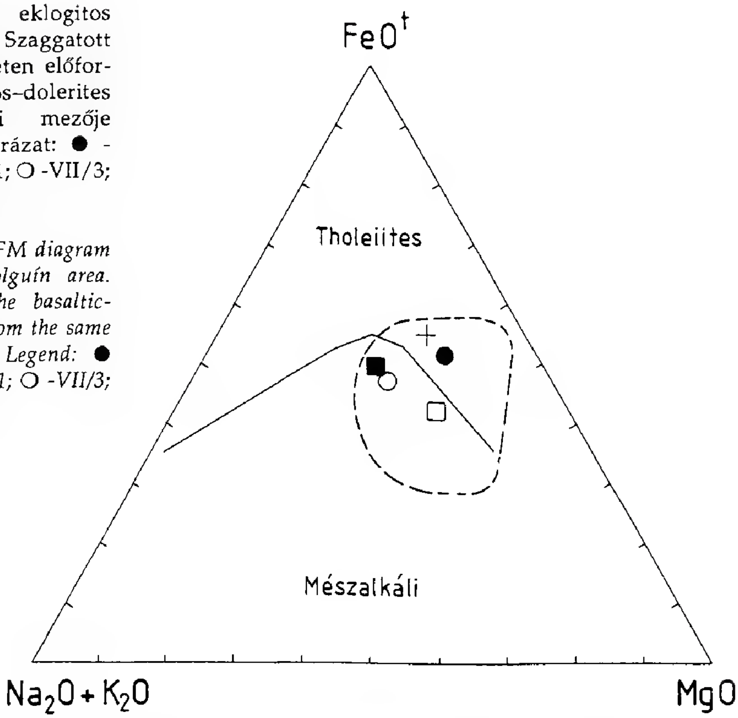
A kőzetek kémiai összetétele uralkodóan bázisos, a nyom- és ritkaelemek alapján elsősorban óceánfenéki eredetű magmás kőzetek geokémiai jellegét mutatják, ahogy ezt a Ti-Zr-Y, valamint a Nb-Zr-Y diszkriminációs háromszögdiagramok mutatják (*3, 4. ábra*), bár – főleg az utóbbi diagram alapján – nem lehet teljesen kizárni a szigetív bazalt eredetet sem. Az egyik csaknem teljesen

A holguíni (Kelet-Kuba) eklogitos kőzetek fő - (s%) és nyomelem (ppm) összetétele

The main (wt%) and trace elements (ppm) chemical composition of the eclogitic rocks of Holguín, Eastern Cuba

II. táblázat – Table II

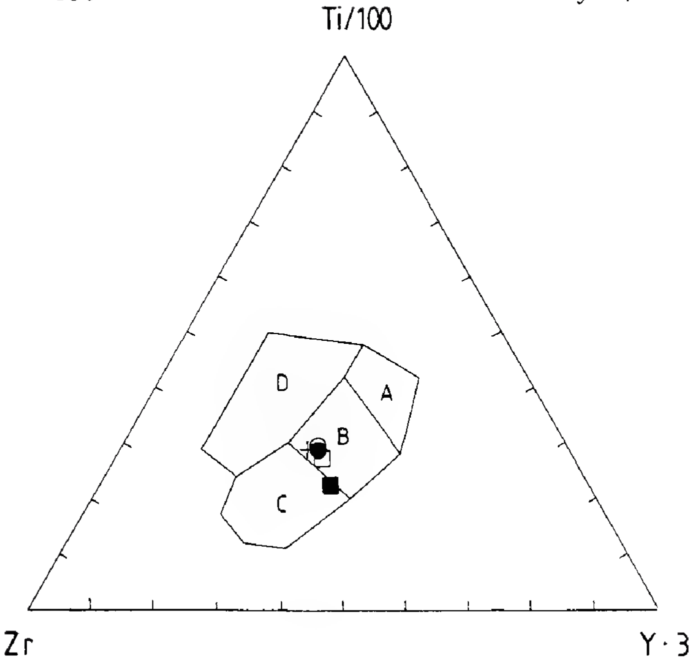
	3-14-118/3	5-17-58/1	VII/3	I/5	5-19-8/5
SiO_2	47.0	50.0	48.5	50.1	48.6
TiO_2	1.64	1.50	1.68	1.08	1.88
Al_2O_3	13.4	13.0	12.4	13.5	13.4
Cr_2O_3	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03
Fe_2O_3 (t)	12.9	11.8	13.0	10.1	14.1
MnO	0.24	0.22	0.29	0.19	0.20
MgO	7.90	5.60	7.17	8.33	7.06
CaO	11.80	11.80	7.30	11.40	9.76
Na_2O	2.84	5.07	5.72	3.96	3.12
K_2O	0.19	0.03	0.19	0.18	0.22
P_2O_5	0.13	0.02	0.02	0.01	0.15
LOI	0.35	0.01	2.50	1.35	1.70
Sum	98.43	99.06	98.81	100.23	100.22
Ni	439	183	179	371	109
Cr	250	100	280	180	210
Co	44	28	41	36	41
Sc	50	37	43	40	43
V	92	55	175	87	193
Rb	6	4	3	5	7
Sr	164	43	57	444	127
Ba	183	44	20	135	59
Zr	135	163	151	92	159
Nb	3	2	4	2	2
Y	36	49	40	25	40
Ta	1	1	1	1	1
Hf	3	3	2	2	3
Th	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5
U	0.5	0.5	0.9	0.5	0.5
La	4	6	5	2	4
Ce	13	20	14	9	14
Nd	10	10	10	10	10
Sm	3.6	4.6	3.7	2	3.7
Eu	1.7	1.4	0.8	0.8	1.5
Tb	0.8	1.0	0.9	0.7	0.9
Yb	3.8	5.2	3.8	2.5	3.7
Lu	0.55	0.79	0.57	0.4	0.55



2. *ábra.* Az holguíni eklogitos kőzetek AFM diagramja. Szaggatott vonallal jelölve a területen előforduló ofiolitok bazaltos–dolerites kőzeteinek összetételi mezője (ANDÓ 1993). Jelmagyarázat: ● - 3-14-118/3; ■ - 5-17-58/1; O -VII/3; ❑ - I/5; + - 5-19-8/5.

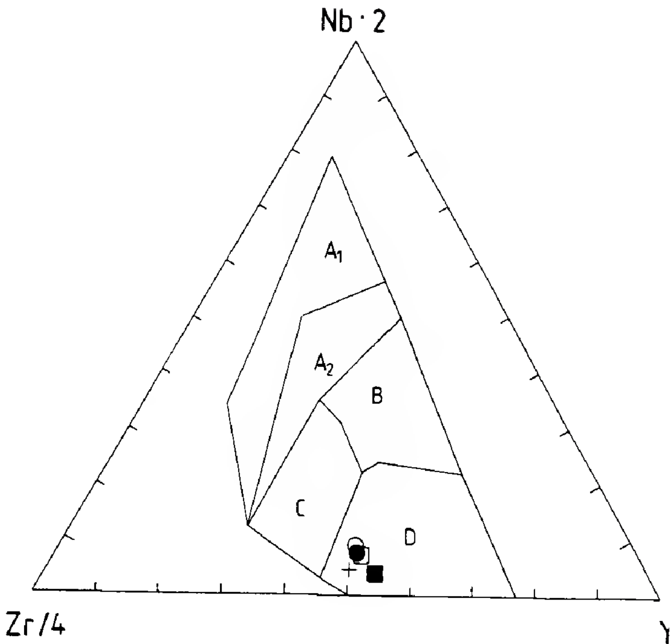
Fig. 2. The triangular AFM diagram of eclogitic rocks of Holguín area. Dashed lines indicate the basaltic-doleritic ophiolite rocks from the same territory (ANDÓ 1993). Legend: ● *-3-14-118/3;* ■ *- 5-17-58/1;* O *-VII/3;* ❑ - I/5; + - 5-19-8/5

üde eklogit minta (5-17-58/1.) ugyanis a CAB és OFB mezők határára esik (3. *ábra*, B és C mezők), míg a Nb-Zr-Y diagramon a VAB és az N-MORB mezők részben átfedik egymást (4. *ábra* C és D mezők), így annak ellenére, hogy valamennyi vizsgált minta pontja az utóbbi területen jelenik meg, a diagram önmagában nem alkalmas a két eltérő tektonikai helyzetű kőzetcsoport elkülönítésére. A bazaltos eredetet megerősítik a főelemek adataiból számított CIPW normaértékek is, amelyekből kitűnik az egykori kiindulási kőzetek tholeiites és részben alkáli bazaltos jellege és gyenge frakcionációja (SZAKMÁNY & SZABÓ in prep.). A kondritra normált RFF eloszlások jelentős különbséget nem mutatnak a teljes metamorf sorozatot, illetve fejlődéstörténetet reprezentáló mintákban (5. *ábra*). Ritkaföldfémekben legszegényebb az I/5. jelű, metaszomatikusan átalakult eklogit, ami gyenge La, Ce, Sm és Eu kimerülést mutat a többi mintához képest. A könnyű ritkaföldfémek gyenge szegényedése nagy valószínűséggel a metaszomatikus folyamatokkal magyarázható. Egyetlen minta, az erősebben retrográd eklogit (VII/3.) jelentkezik negatív Eu-anomáliával. Megfigyelhető, hogy a két legkevésbé átalakult eklogit (3-14-118/3., 5-17-58/1.) és a legerősebben retrográd eklogit (5-19-8/5.) eloszlási görbéi csaknem azonosak, ami egyrészt a kőzetek azonos eredetét erősíti meg, másrészt a RFF-k immobilitását jelzi a retrográd metamorf folyamatok során.



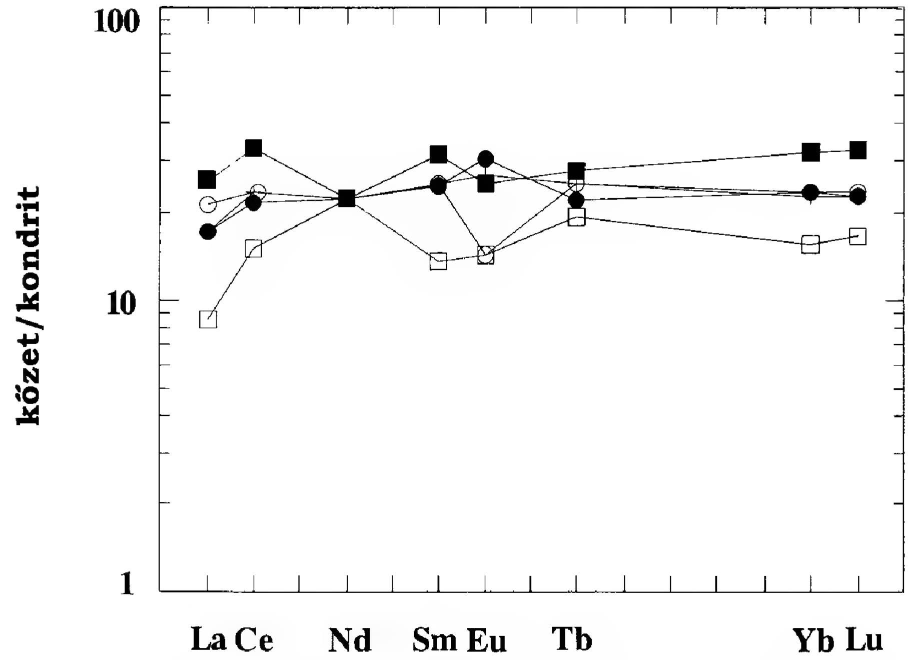
3. *ábra.* A holguíni eklogitos kőzetek Ti/100-Zr-Y*3 diszkriminációs háromszög diagramja (PEARCE & CANN 1973). A = kis K-tartalmú tholeiitek; B = óceán fenéki bazaltok; C = mészalkáli bazaltok; D = lemezen belüli bazaltok. Jelmagyarázatot l. a 2. ábránál

Fig. 3. Discriminant diagram of PEARCE & CANN *(1973) for eclogitic rocks of Holguín area. A = low-K tholeiite; B = ocean floor basalts; C = calc-alkali basalt; D = within-plate basalt. Legend see the Fig. 2.*



4. *ábra.* Az holguíni eklogitos kőzetek 2Nb – Zr/4-Y diszkriminációs háromszög diagramja (MESCHEDE 1986). A_1 és A_2 = lemezen belüli alkáli bazaltok; A_2 és C = lemezen belüli tholeiitek, B = plum hatás által befolyásolt óceáni hátsági kőzetek (P-MORB), D = normál óceáni hátsági kőzetek (N-MORB); C és D = vulkáni ív bazaltok (VAB). Jelmagyarázatot l. a 2. *ábránál*

Fig. 4 The 2Nb-Zr/4-Y discriminative diagram of MESCHEDE *(1986) for eclogitic rocks of Holguín area.* A_1 *and* A_2 *= within-plate alkali basalts;* A_2 *and C = within-plate tholeiites; B = P-type MORB from plume-influenced regions; D = N-MORB from normal mid-ocean ridges; C and D = volcanic arc basalts (VAB). Legend see the Fig. 2.*



5. ábra. Az holguíni eklogitos kőzetek kondritra normált RFF eloszlása. Kondrit értékek ANDERS & GREVESSE (1989) alapján. Jelmagyarázat: ● - 3-14-118/3; ■ - 5-17-58/1; ○ - VII/3; ❑ - I/5; + - 5-19-8/5

Fig. 5. REE chondritic patterns for eclogitic rocks of Holguín area. Chondritic values are from ANDERS & GREVESSE (1989). Legend: ● *-3-14-118/3;* ■ *- 5-17-58/1;* ○ *-VII/3;* ❑ *- I/5; + - 5-19-8/5*

Ásványkémia

Munkánk során nagyszámú elektron-mikroszondás elemzést végeztünk gránátból, piroxénből, amfibolból, fehér csillámból és plagioklászból. Az elemzések az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén Amray 1830 I. típusú, EDAX 9800 energiadiszperzív detektorral felszerelt elektronmikroszondával készültek. Mérési körülmények: gyorsítófeszültség 15 kV, mintaáram 2 nA. A mérések kiszámolásához mesterséges és természetes ásványsztenderdeket használtunk, és ZAF korrekciót alkalmaztunk.

Gránát

25 minta 61 gránátjából készült elektronmikroszondás elemzés. A Fe^{2+} és Fe^{3+} szétosztása sztöchiometrikus feltöltés módszerével történt HARANGI Szabolcs (1993) által készített MINPROG program segítségével. A gránátok általában zónásak, két-három, ritkán négy tagú zónásság volt megfigyelhető. A reprezentatív gránátelemzéseket a *III. táblázat* mutatja. Általában jellemző a magtól a szegély felé az Mn-tartalom erőteljes csökkenése, ennek ellensúlyaként a Fe-

Reprezentatív gránát elemzési eredmények az holguíni eklogitos kőzetekből

Representative garnets composition of the eclogitic rocks of Holguín

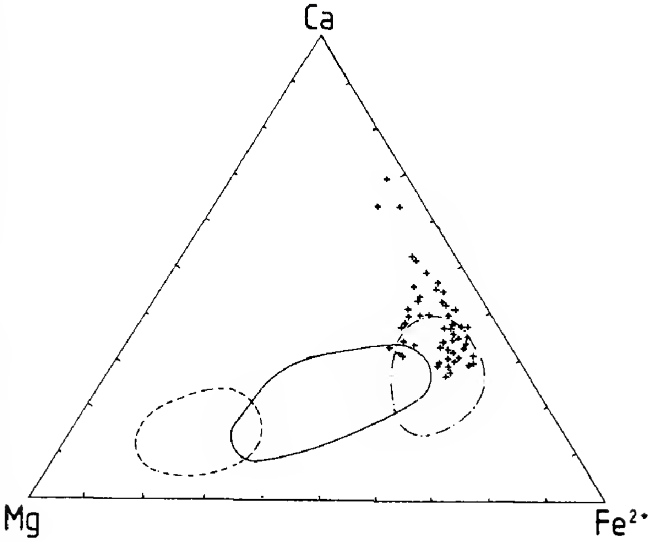
III. táblázat – Table III

Minta	VII/3		3-16-54/2		II/1		5-17-58/1		KU-1/3 AA		9-4-131/4	
	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély
típus	1	2	1	3	3	4	2	3	3	4	2	4
SiO_2	35.76	35.83	35.32	35.90	35.66	36.73	35.68	35.78	36.46	37.19	36.49	37.06
TiO_2	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	19.46	19.80	19.24	19.82	19.64	20.25	19.54	19.77	20.14	20.48	20.21	20.63
FeO	20.66	28.82	23.76	29.07	29.66	25.10	27.18	30.30	25 79	23.30	22.47	22.97
MnO	9.78	3.68	6.62	0.18	0.65	1.08	3.18	0.62	2.80	0.23	1.34	0.00
MgO	1.34	2.10	1.67	3.75	2.69	5.26	1.45	3.40	2.90	4.30	1.71	3.58
CaO	13.04	9.53	12.44	10.57	11.36	11.30	12.46	9.65	11.26	13.62	17.29	15.13
Sum	100.04	99.76	99.15	99.29	99.66	99.72	99.49	99.52	99.35	99.12	99.51	99.37
Si	2.910	2.920	2.901	2.907	2.900	2.917	2.916	2.905	2.939	2.950	2.925	2.938
Ti	-	-	0.009	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al^{IV}	0.090	0.080	0.099	0.093	0.100	0.083	0.084	0.095	0.061	0.050	0.075	0.062
Al^{VI}	1.777	1.822	1.763	1.798	1.782	1.812	1.798	1.797	1.853	1.865	1.834	1.866
Fe^{3+}	0.223	0.178	0.227	0.202	0.218	0.188	0.202	0.203	0.147	0.135	0.166	0.134
Fe^{2+}	1.183	1.787	1.405	1.766	1.799	1.479	1.655	1.855	1.592	1.411	1.340	1.389
Mn	0.674	0.254	0.461	0.012	0.045	0.073	0.220	0.043	0.191	0.015	0.091	-
Mg	0.162	0.255	0.198	0.452	0.326	0.623	0.177	0.412	0.348	0.508	0.204	0.423
Ca	1.137	0.832	1.095	0.917	0.990	0.961	1.091	0.840	0.973	1.158	1.485	1.285
Scho	-	-	0.92	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Andr	11.16	8.88	10.91	10.12	10.91	9.41	10.11	10.13	7.36	6.76	8.30	6.69
Pyr	5.42	8.50	6.61	15.08	10.87	20.75	5.89	13.72	11.61	16.95	6.81	14.10
Spe	22.47	8.47	15.35	0.41	1.49	2.42	7.34	1.42	6.37	0.51	3.03	-
Gro	26.74	18.86	24.66	20.44	22.07	22.64	26.25	17.85	25.06	31.83	41.19	36.15
Alm	34.21	55.29	41.55	53.95	54.65	44.78	50.41	56.88	49.60	43.95	40.67	43.06

tartalom növekedése. Ugyancsak nő a magtól a szegély felé a Mg-tartalom, míg a Ca gyengén csökkenő tendenciát mutat. A gránátoknak nagy az almandin tartalma (átlagosan 40–50%), viszonylag nagy a grosszulár tartalma (20–35%), és viszonylag kicsi a Mg-tartalma (5–18% pirop). Ez az összetétel hasonló a SMULIKOWSKI (1972) rendszerében leírt O-típusú ofiolitos- illetve a CARSWELL (1990) rendszerében ajánlott kishőmérsékletű eklogitok gránátjainak összetételéhez (*6. ábra*). A Mn-tartalom változó (0–25% spessartin). A gránátok összetétele alapján az alábbi négy csoportot lehetett elkülöníteni:

1. csoport: Mn-gazdag;
2. csoport: Mn-szegény és Fe-gazdag;
3. csoport: Fe-gazdag;
4. csoport: Mg gazdag.

Az egyes csoportokra jellemző gránátok összetételét a *IV. táblázat* mutatja. A nagy Mn-tartalmú gránátok kizárólag magként fordulnak elő a zónás grána-



6. ábra. Az holguíni eklogitok gránátjainak összetétele a Ca-Mg-Fe^{2+} háromszög diagramon, összehasonlítva SMULIKOWSKI (1972) eklogit rendszere gránátjainak összetételével. Jelmagyarázat: + = Holguíni gránátok összetétele; szaggatott vonal: G-típusú eklogitok gránátjainak összetétele; folyamatos vonal: C-típusú eklogitok gránátjainak összetétele; pont-vonal kombináció: O-típusú eklogitok gránátjainak összetétele

Fig. 6. Ternary diagram (Ca-Mg-Fe^{2+}) for garnets compared with different eclogite types of SMULIKOWSKI'S *classification (1972). Legend: + - date from Holguín area; dashed line - garnets from G type eclogites; continous line - garnets from C type eclogites; pointed line - garnets from O type eclogites*

Az egyes gránátcsoportokra jellemző szélső tagok összetételi tartománya az holguíni eklogitokban. Az egyes csoportok jellemzését lásd a szövegben

Compositional range of the end members in the garnet groups of eclogitic rocks of Holguín

IV. táblázat – Table IV

csoport	1	2	3	4
spessartin	9-22	2-9	0-2(-6)	0-3
almandin	34-42	(35-)40-55	48-58	42-48
pirop	5-6	5-10	(8-)10-15	(12-)15-22
grosszulár	24-28(-33)	(17-)25-42	17-30(-35)	22-36

tokban, míg a Mg-gazdag gránátok csak szegélyként jelennek meg. A második és harmadik csoport gránátjai magként és szegélyként is előfordulhatnak. Ritkán előfordult, hogy a Fe-gazdag gránátok magként alakultak ki, amit egy vékony, Mg-gazdag rész szegélyez. Ez utóbbi zónásság általában a kisebb méretű gránátokra volt jellemző.

Piroxén

23 minta 41 piroxénelemzését végeztük el. A Fe^{2+} és Fe^{3+} szétosztásához az eklogitos kőzetekre elterjedt CARPENTER (1979) módszerét alaklmaztuk. A szélső tagokat a MINPROG program (HARANGI 1993) segítségével számoltuk ki. Néhány reprezentatív piroxén elemzésének eredményét az *V. táblázat* mutatja. A piroxének összetételében, noha azok is mutatnak gyenge zonalitást, nem talál-

Reprezentatív piroxén elemzési eredmények az holguíni eklogitos kőzetekből

Representative pyroxene composition of the eclogitic rocks of Holguín

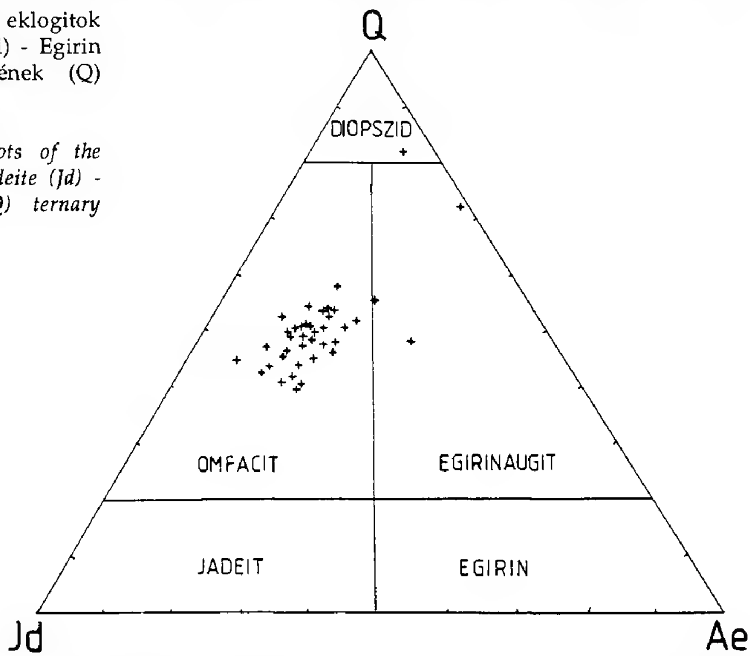
V. táblázat – Table V

Minta	IV/1		3-16-54/2		5-17-58/1		KU-1/3 AA		9-4-131/4
	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély	
SiO_2	52.86	53.57	53.33	54.54	54.10	54.39	53.34	54.60	53.46
Al_2O_3	8.52	11.01	8.99	10.34	10.38	11.14	8.62	11.50	9.78
Fe_2O_3	7.63	6.88	5.95	3.85	4.91	6.56	6.07	4.03	5.81
FeO	1.71	1.85	0.83	0.00	0.80	0.64	1.49	0.87	0.14
MgO	6.96	5.61	7.82	8.36	7.57	6.48	8.24	7.42	8.04
CaO	14.80	12.03	16.16	15.6	14.34	12.32	15.14	13.76	15.06
Na_2O	7.05	8.41	6.66	6.90	7.33	8.43	6.59	7.68	7.07
Sum	99.53	99.36	99.74	99.95	99.43	99.96	99.49	99.86	99.36
Si	1.923	1.933	1.922	1.938	1.940	1.939	1.929	1.939	1.921
Al^{IV}	0.077	0.067	0.078	0.062	0.060	0.061	0.071	0.061	0.079
Al^{VI}	0.288	0.402	0.304	0.371	0.378	0.407	0.297	0.421	0.335
Fe^{3+}	0.209	0.187	0.061	0.103	0.132	0.176	0.165	0.108	0.157
Fe^{2+}	0.052	0.056	0.025	0.000	0.024	0.019	0.045	0.026	0.004
Mg	0.377	0.302	0.420	0.443	0.405	0.344	0.444	0.393	0.431
Ca	0.577	0.465	0.624	0.608	0.551	0.471	0.587	0.524	0.580
Na	0.497	0.589	0.465	0.475	0.510	0.583	0.462	0.529	0.493
CAT#	4.026	4.022	4.026	4.021	4.020	4.020	4.024	4.020	4.026
Ae	20.90	18.70	16.10	10.30	13.20	17.60	16.50	10.80	15.70
Jd	28.80	40.20	30.40	37.10	37.80	40.20	29.70	42.10	33.50
Di	37.70	30.20	42.00	44.30	40.50	34.40	44.40	39.30	43.10
Hd	5.20	5.60	2.50	-	2.40	1.90	4.50	2.60	0.40
Wo	7.40	5.35	8.95	8.25	6.10	5.40	4.90	5.25	7.25

kozunk olyan mértékű különbségekkel, mint a gránátok esetében. A piroxének jadeit tartalma uralkodóan 30–40 mol%, amely érték egyes esetekben a szemcsék szegélye felé csökken, a retrográd folyamat során a piroxén szegélyén bekövetkező Na-tartalom csökkenés következtében. A petrográfiai részben egyes mintáknál említett, kétféle méretben előforduló és kétgenerációsnak tűnő piroxének összetételében sem mutatkozott különbség (l. az *V. táblázatot*). Az IMA (MORIMOTO 1988) által elfogadott piroxén osztályozás alapján a klinopiroxének döntő többsége az omfacit mezőbe esik (*7. ábra*). A piroxének összetétele nagyon

7. ábra. Az holguíni eklogitok piroxénjeinek Jadeit (Jd) - Egirin (Ae) - Egyéb piroxének (Q) háromszögdiagramja

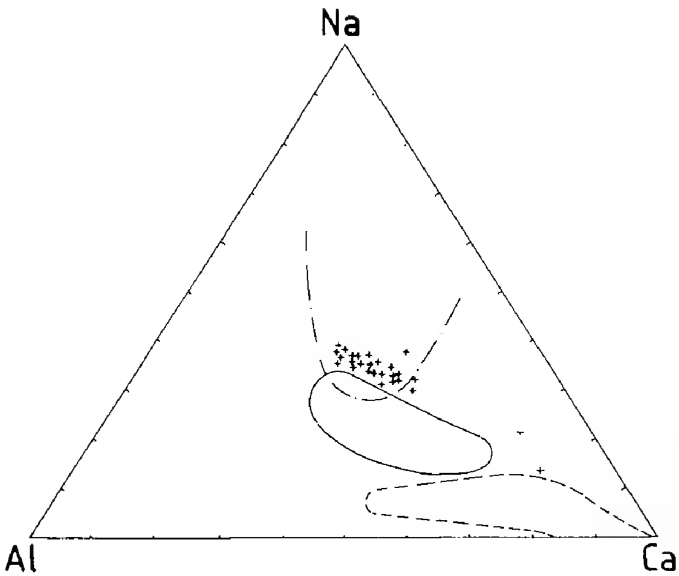
Fig. 7. Composition plots of the clinopyroxenes in the Jadeite (Jd) - Aegirine(Ae) - Quad(Q) ternary diagram



jó egyezést mutat a SMULIKOWSKI (1972) által elkülönített O-típusú (ofiolitos) eklogitok (*8. ábra*), illetve CARSWELL (1990) rendszerében ajánlott kishőmérsékletű eklogitok piroxénjeinek összetételével.

Amfibol

Amint már a petrográfiai részben is említettük, a retrográd valamint a késői metaszomatikus szakaszban képződött amfibolok összetétele rendkívül változatos. Munkánk során 26 kőzetből 55 amfibolt elemeztünk meg. A minták kiválasztása során törekedtünk arra, hogy a petrográfiailag elkülönített valamennyi amfibol fajta reprezentatív képviselőit megelemezzük. A Fe^{2+} és Fe^{3+} felosztását DROOP (1987) módszerével végeztük. Az amfibol szélső tagokat a MINPROG programcsomaggal (HARANGI 1993) számoltuk ki és a Leake-rendszerben ábrázoltuk (LEAKE 1978; ROCK & LEAKE 1984), megkülönböztetve a retrográd és a késői metaszomatikus amfibolokat (*9. ábra*). Néhány reprezentatív



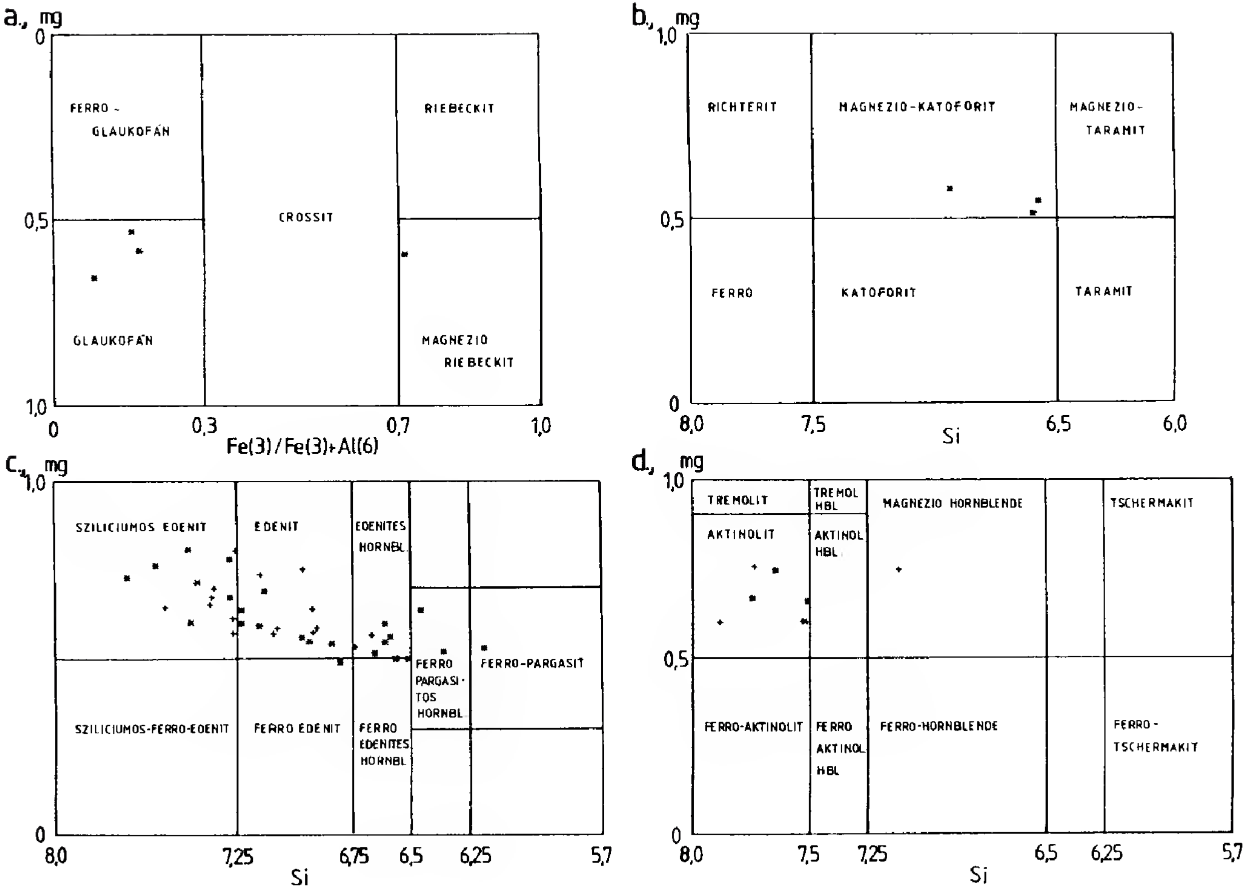
8. ábra. A holguíni eklogitok piroxénjeinek összetétele az Al-Na-Ca háromszögdiagramon, összehasonlítva SMULIKOWSKI (1972) eklogit rendszere piroxénjeinek összetételével. Jelmagyarázat: + = Holguíni gránátok összetétele; szaggatott vonal: G-típusú eklogitok piroxénjeinek összetétele; folyamatos vonal: C-típusú eklogitok piroxénjeinek összetétele; pontvonal kombináció: O-típusú eklogitok piroxénjeinek összetétele

Fig. 8. Composition plots of the clinopyroxenes from the eclogitic blocks in the Al-Na-Ca triangular diagram compared with different eclogite types of SMULIKOWSKI's classification (1972). Legend: + - clino- pyroxene date from Holguín area; dashed line - clinopyroxene from G type eclogites; continous line - clinopyroxene from C type eclogites; pointed line - clinopyroxene from O type eclogites

amfibol elemzésének eredményét az *VI. táblázat* mutatja. A kékamfibolok egy része glaukofános összetételű, másik része magnezio-riebeckit, illetve magnezio-katoforit. Mind a retrográd és mind a késői metaszomatikus amfibolok nagy része szilíciumos edenit – edenit – edenites hornblende sorozathoz tartoznak, kisebb részük pargasitos összetételű. Az aktinolitos összetétel elsősorban kisméretű, késői amfibolok esetében, illetve egyes amfibolok szegélyén fordul elő.

Fehér csillám

11 kőzetből 13 fehér csillám elemzését végeztük el. A mintákban a legtöbbször erős retrográd metamorfózis és az általában hiányzó palásság miatt nem derült ki mindig egyértelműen a csillám tektonikai helyzete. Ezért igyekeztünk elsősorban a relikt, feltehetően eklogitos fázis végén kristályosodott csillámokból, illetve a csillámok magjából elemezni. Ezek mellett néhány – ahol a szövetelemzés alapján ez biztosan megállapítható volt – a retrográd szakaszban képződött csillámból is végeztünk méréseket. A fehér csillámok metamorf kőzetekben a nyomás és a hőmérséklet változására érzékenyen reagálnak. Néhány jellemző összetételt mutat a *VII. táblázat*. A fehér csillám fengites összetételű (Mg=0,39–0,86; Fe=0,22–0,58; Ti=0–0,20 atom/formula egység). A csillámok összetételében viszonylag jelentős változások fedezhetők fel a Si tartalomban is (6,36–6,85 atom/formula egység).



9. ábra. Retrográd (✱) és késői metaszomatikus (+) amfibolok összetétele az holguíni nagyomású metamorfitokban a LEAKE (1978) és ROCK & LEAKE (1984) rendszerben ábrázolva. a, Na amfibolok; b, Na-Ca amfibolok; c, Ca amfibolok I.; d, Ca amfibolok II.

Fig. 9. Compositions of retrograde (✱) and late metasomatic (+) amphiboles in LEAKE (1978) and ROCK & LEAKE (1984) system. a, Na-amphiboles; b, Na-Ca amphiboles; c, Ca-amphiboles I.; d, Ca-amphiboles II.

Reprezentatív amfibol elemzési eredmények az holguíni eklogitos kőzetekből (Megjegyzés: a típusnál feltüntetett számok megegyeznek az I. táblázatban feltüntetett amfibol típusok számával); Gln - glaukofán; Ed-hbl - edenites hornblende; Si-ed - szilíciumos edenit; Akt - aktinolit. A kationszámok 23 oxigénre történt számolásra vonatkoznak

Representative amphibole composition of the eclogitic rocks of Holguín (Remark: The number of the amphibole type is the same which is in the Table I. amphibole types); Gln - glaucophane; Ed-hbl - edenitic hornblende; Si-ed - silicic edenite; Akt - actinolite. Cation number on 23 oxigens

VI. táblázat – Table VI

Minta	IV/1		KU-1/3 C		3-16-54/2		5-17-57/ 2b		XXII/C	
	poszttektonikus		albitban		piroxénből, mellette		zárvány albitban	zárvány albitban	gránát és piroxén mellett	
	mag	szegély	mag	szegély	mag	szegély			mag	szegély
típus	Gln	Ed-hbl	Si-ed	Ed-hbl	Si-ed	Ed-hbl	Gln	Akt	Akt	Ed-hbl
	4	1	1	1	1	1	4	2	2	3
SiO_2	55.21	43.89	49.94	45.13	53.25	47.00	54.23	54.36	55.23	44.75
TiO_2	0.00	0.29	0.00	0.10	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	10.77	10.23	7.41	11.32	4.67	9.57	10.34	1.77	2.60	11.30
FeO	13.98	18.47	13.86	15.78	8.65	15.22	15.31	15.71	10.21	15.26
MnO	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	8.98	9.35	12.49	10.21	15.91	10.82	8.09	13.33	17.38	11.01
CaO	1.72	9.50	11.53	11.22	11.99	10.70	2.09	13.00	13.49	11.20
Na_2O	7.25	4.35	2.48	2.98	2.85	3.61	6.95	0.00	0.00	3.62
K_2O	0.00	0.48	0.22	0.45	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.51
Sum	97.91	96.80	97.93	97.19	97.32	97.42	97.01	98.17	98.91	97.65
Si	7.719	6.654	7.266	6.739	7.592	6.967	7.724	7.874	7.742	6.663
Al^{IV}	0.281	1.346	0.734	1.261	0.408	1.033	0.276	0.126	0.258	1.337
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	1.494	0.482	0.537	0.731	0.377	0.639	1.460	0.176	0.172	0.646
Ti	0.000	0.033	0.000	0.011	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{3+}	0.304	0.338	0.000	0.000	0.000	0.000	0.259	0.000	0.034	0.000
Mg	1.871	2.113	2.709	2.272	3.381	3.391	1.717	2.878	3.631	2.443
Fe^{2+}	1.331	2.003	1.686	1.970	1.031	1.887	1.564	1.903	1.163	1.900
Mn	0.000	0.031	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum C	5.000	5.000	4.932	4.984	4.789	4.944	5.000	4.957	5.000	4.989
Ca	0.258	1.543	1.797	1.795	1.832	1.699	0.320	2.018	2.026	1.787
Na	1.742	0.457	0.203	0.205	0.168	0.301	1.680	0.000	0.000	0.213
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.026	2.000
Na	0.223	0.822	0.497	0.658	0.620	0.737	0.239	0.000	0.000	0.832
K	0.000	0.093	0.041	0.086	0.000	0.053	0.000	0.000	0.000	0.097
Sum A	0.223	0.915	0.538	0.744	0.620	0.790	0.239	0.000	0.000	0.929

Plagioklász

A mintákban előforduló, a retrográd metamorfózis során képződött plagioklász mindegyike kivétel nélkül tiszta albitnak mutatkozott.

Reprezentatív csillám elemzési eredmények az holguíni eklogitos kőzetekből

Representative mica composition of the eclogitic rocks of Holguín

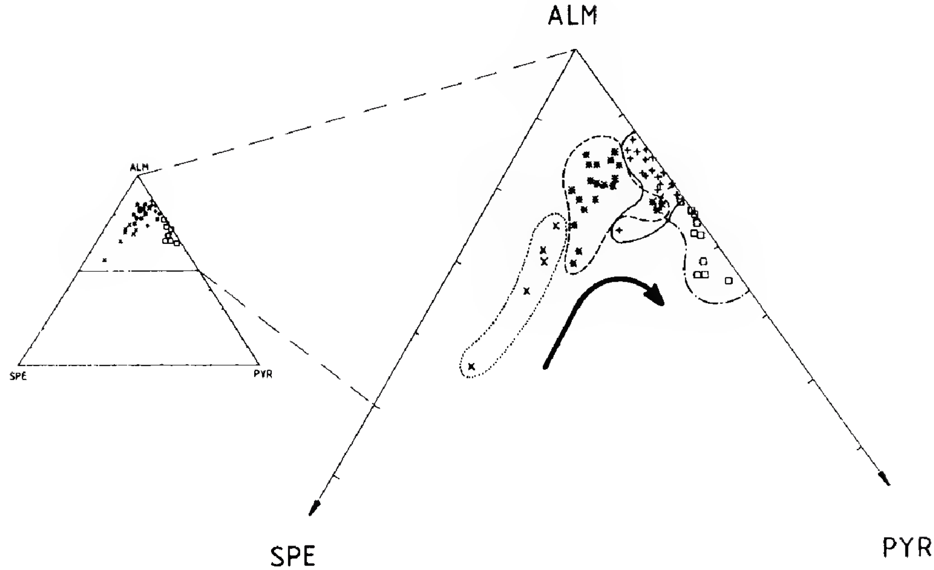
VII. táblázat – Table VII

Minta	KU-1/3 C nagyméretű mag	4-10-42/1 poszttekt.	XXVIII albitban zárvány mag	XXVIII albitban zárvány szegély
SiO_2	50.27	49.20	49.81	49.25
TiO_2	0.64	0.79	0.00	1.92
Al_2O_3	27.40	29.53	27.78	27.55
FeO	2.48	3.17	3.03	3.79
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.79	3.35	3.73	3.87
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	11.01	10.72	11.10	10.53
Sum	95.29	96.76	95.45	96.91
Kationszámok 22 oxigénre				
Si	6.715	6.510	6.686	6.537
Ti	0.064	0.079	0.000	0.192
Al^{IV}	1.285	1.491	1.315	1.463
Al^{VI}	3.029	3.114	3.080	2.847
Fe	0.277	0.351	0.340	0.421
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.755	0.661	0.746	0.766
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000
K	1.876	1.809	1.901	1.783
CAT#	14.001	14.014	14.067	14.008

Metamorf fejlődési út, geotermobarometria

A retrográd eklogitos sorozat petrográfiai szövetelemzéséből, a nagyszámú ásványkémiai elemzések eredményeit felhasználva az alábbi fejlődéstörténet követhető (l. *Ia, és Ib, táblázatot* is):

A gránátok zónássága és az ezekhez kapcsolódó összetételi változás azt mutatja, hogy a gránátok csak a progresszív ág során képződtek. A korábban említett négy gránát csoport szorosan kapcsolódva egymáshoz egy képződési-fejlődési sort mutat (*10. ábra*). A gránátok kialakulása már egész kis hőmérsékleten megkezdődhetett, amelyet a nagy spessartin tartalmú mag jelez. A gránátfejlődés során a pirop egyenletes és fokozatos növekedése, valamint az almandin fokozatos növekedése, amely a spessartin egyidejű csökkenésével jár együtt, mind a növekvő hőmérsékletet sejteti. Attól függően, hogy az adott kőzetben mikor kezdődött illetve meddig tartott a gránátok képződése, egyes esetekben egy Mn-szegény Fe-gazdag gránát szegélyként fordul elő egy nagy Mn-tartalmú mag körül, más esetben viszont magként találjuk egy Fe-gazdag vagy Mg-gazdag gránátban. Egyes minták atoll gránátot tartalmaznak (pl. IV/1. számú minta), amely az összetételek alapján a progresszív ág előrehaladott fejlődési fázisában alakult ki, jóllehet ebben a mintában az atoll gránát magjának nagy Mn-tartalma egy egész korai, kishőmérsékletű kialakulást jelez. A gránát tartalom előbbiekben leírt változásában tehát jól látható a progresszív metamorfózis folyamata, valamint az, hogy a gránát képződése befejeződött az eklogitos fázisban, a retrográd szakaszban gránát már nem képződött. Hasonló gránát fejlődési sorozatot és összetételeket BOCCHIO & LIBORIO (1996) mutatott ki a Voltri masszívumban előforduló, a kelet-kubaihoz hasonló típusú eklogitokból. A pi-



10. ábra. Az holguíni eklogitok gránátjainak összetétele a spessartin (SPE) - almandin (ALM) - pirop (PYR) háromszög diagramon, elhatárolva a gránátok négy csoportját, és nyíllal megjelölve a gránátok összetételének változását a progresszív metamorfózis során. Jelmagyarázat: x – 1. csoport gránátok; ✳ – 2. csoport gránátok; +– 3. csoport gránátok; ❑ – 4. csoport gránátok

Fig. 10. Ternary diagram (SPE=spessartine - ALM=almandine - PYR=pyrope) for garnets of the eclogite in the Holguín area, showing the four groups of the garnets and their compositional developing trend during the eclogitic event. The arrow shows the trend of the progressive metamorphic process. Legend: x - 1. garnets from 1. group; ✳ - garnets from 2. group; + - garnets from 3. group; ❑ - garnets from 4. group

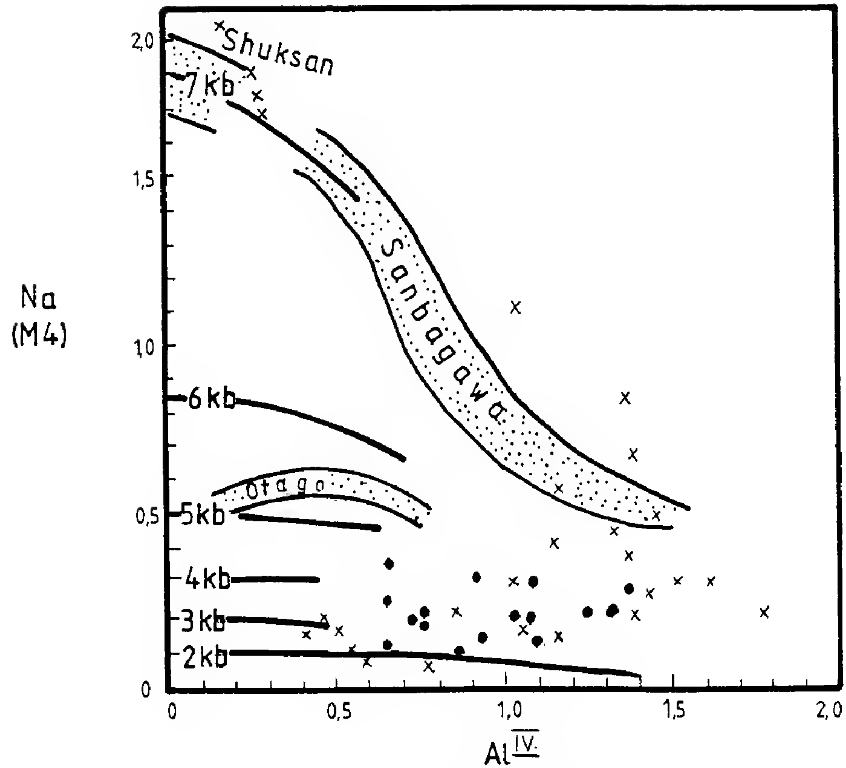
roxén képződése viszonylag gyorsan és közel azonos körülmények között zajlott le, habár esetenként némi zónásság mutatkozik, a jd tartalom fokozatos és kismértékű növekedésével a magtól a szegély irányában. Ez a progresszív metamorfózis során történő nyomásnövekedést jelzi. Ugyanakkor a petrográfiailag kétgenerációsnak mutatkozó (nagyméretű xenoblasztos és kisméretű oszlopos hipidioblasztos) piroxének összetétele közel azonosnak bizonyult az elektronmikroszondás elemzések során. Az erőteljesen retrográd piroxének legkülső szegélyén erőteljes jd-tartalom csökkenés figyelhető meg (pl. II/8. minta).

Mint korábban említettük, a retrográd metamorfózis mértéke rendkívül változó volt. A retrográd metamorfózis eredményeként sok helyen megfigyelhető, hogy a gránátok helyén albit képződik. A folyamat előrehaladtával a gránát roncsa csak az albit pszeudomorfóza közepén figyelhető meg, majd egyes igen erősen visszaalakult kőzetekben a gránát már csaknem teljesen eltűnt, és csak az albit porfiroblasztok alakja emlékeztet a gránát helyére. Vannak azonban olyan kőzetblokkok is, amelyekben a retrográd metamorfózis során a gránátok viszonylag épen megmaradtak, esetleg némi klorit-klinozoizit kialakulás figyelhető meg rajtuk, amely a retrográd metamorfózis végső szakaszában formálódott.

A nyomás-hőmérséklet csökkenése során a piroxén helyén elsősorban és fokozatosan amfibol, albit, fengit, zoizit, klinozoizit-epidot képződött. A legáltalánosabb retrográd reakció, mikroszkópos szövetelemzés alapján: cpx → amf+ab+fengit+zoi(kzoi)-epi (amely reakció során – ahogy fentebb említettük – részben vagy egészen a gránát is felemésztődött úgy, hogy helyén albit képződött). A piroxén mennyisége a retrográd metamorfózis előrehaladtával fokozatosan csökken, ennek mértéke részben az eklogit szemcsenagyságának függvénye, a finomabb szemcsés kőzetek átalakulása gyorsabban ment végbe, mint a durvaszemcsés kőzeteké. Előfordul, hogy a piroxén reliktumok már csak egyes nagyobb méretű amfibolok, esetleg albit porfiroblasztok belsejében találhatók, illetve kizárólag csak a gránátban zárványként maradtak meg. Szélsőséges esetben a piroxén a visszaalakulás során teljesen felemésztődött. Ezek a minták csak a kőzet szövete és a teljes sorozat ismerete alapján sorolhatók be a retrográd eklogitos sorozatba. Érdekes megemlíteni, hogy egyes retrográd eklogit mintákban (pl. Ku-1/1. jelű minta) a piroxén helyén albit alakul ki, jellegzetes szimplektitszerű szöveti képet alkotva. A mikroszondás elemzések azonban jelzik, hogy nem szimplektitről van szó, hanem arról, hogy a piroxén helyét fokozatosan albit foglalja el, anyagához felhasználva a piroxén Na és Al tartalmát. A relikt piroxén magjának összetétele ugyanis megegyezik az üde eklogitokban mért piroxén összetételével, a szegélyén pedig némi Na-tartalom csökkenés tapasztalható. Az átalakult omfacit Ca- és Mg-tartalma az időközben képződő amfibolba, illetve klinozoizitbe vándorolt, amely ásványok a fent említett "szimplektit" közelében alakultak ki.

Az amfibol szemcsemérete rendkívül változatos, ami nagyrészt függ az eredeti eklogitos kőzet piroxénjeinek szemcseméretétől. Az eredetileg durvább szemcsés kőzetekben nagyobb méretű amfibolok képződtek. A retrográd szakaszban a rutil titanittá alakult, ez az átalakulás elsősorban a szemcsék szegélyén ment végbe, így jellegzetesen rutil magból és titanit szegélyből álló együttesek jöttek létre, amelyek alakja, esetenkénti halmaz jellege a kiindulási magmás kőzetek ilmenitje utáni pszeudomorfózát sejtet. A további retrográd metamorfózis terméke a klorit, amely a már ugyancsak retrográd színes elegyrészek további átalakulása során képződött. Az amfibolok zónásak, uralkodóan hornblende-aktinolit változatok, de néhány esetben megfigyelhető, hogy magjuk glaukofános összetételű, és ezt edenites hornblende, illetve esetenként aktinolit szegélyezi. A retrográd metamorfózis legvégső fázisa – amely nem minden blokkban alakult ki –, amikor az eklogitos blokkok repedéseiben migráló oldatok hatására késői, poszttektonikus, minden korábbi fázist felülbélyegző, nagyméretű amfibol kristályok szövik át a retrográd eklogitot, a repedéstől távolodva csökkenő mértékben.

A vizsgált eklogit minták képződési hőmérsékletét az eklogitokra leginkább elterjedten használt ELLIS & GREEN (1979) geotermométerrel számoltuk ki, amelyhez a nyomást a HOLLAND (1980) által kidolgozott jadeit-kvarc geobarométerrel becsültük meg. Miután kvarc a kelet-kubai kőzetekben nincs jelen, ezért a számított nyomásértékek maximum nyomásnak tekintendők (BUCHER-FREY 1994). A számítások alapján az eklogit képződési hőmérsékletére 500±30°C



11. ábra. Az holguíni nagyomású metamorfitokban előforduló amfibolok Na(M4)-Al(IV) (BROWN 1979) diagramja. Jelmagyarázat: x - retrográd amfibolok, ● - késői metaszomatikus amfibolok

Fig. 11. The Na(M4) versus Al(IV) (BROWN 1979) diagram for amphiboles of HP rocks of Holguín. Legend: x - retrograde amphiboles, ●- late metasomatic amphiboles

tartományt kaptunk 9–13 kbar nyomás mellett. A fenti P–T értékek is megerősítik azt a feltételezést, hogy a kelet-kubai eklogitok az ún. kishőmérsékletű eklogitok (CARSWELL 1990) csoportjába sorolhatók be.

A fengitek Si-tartalmából MASSONE-SCHREYER (1987) módszerével nyomás számolható. A fengitek Si tartalma esetünkben minimális nyomásbecslésre használható, mivel K-földpát és biotit nincs a vizsgált kőzetekben. A legmagasabb Si-tartalmú fengit alapján számolt nyomást az ELLIS & GREEN (1979) gránát-klinopiroxén termométeréből kapott hőmérsékleti tartományra adjuk meg. Ezek szerint a minimális nyomás 470°C-on 10,9 kbar, 530°C-on 11,7 kbar volt, ami tovább szűkíti az eklogitképződés nyomástartományát.

A retrográd szakasz, illetve a kőzet fejlődési útvonala az amfibolok összetételéből követhető. A nyomás becsléséhez a BROWN (1977) által szerkesztett diagramot használtuk (*11. ábra*), míg a hőmérsékleti adatok számolásához BLUNDY& HOLLAND (1990) amfibol-plagioklász geotermométerét használtuk. A kapott eredmények jó összhangban vannak a retrográd szakaszban kifejlődött ásvány-

paragenezis stabilitási tartományával is, noha ezt a termométert BLUNDY & HOLLAND kifejezetten túltelített kőzetekre, valamint elsősorban 500–1100°C közötti hőmérsékletekre ajánlja, bár azzal a megjegyzéssel, hogy metamorf kőzetekre alacsonyabb hőmérsékleten is jó eredményeket remélhetünk. A fenti termométer továbbfejlesztett változata (BLUNDY & HOLLAND 1994) az esetek jelentős részében sokkal magasabb hőmérsékleti adatokat szolgáltatott, amely már az ásványparagenezissel nem volt összeegyeztethető. A kapott adatokból, valamint a petrográfiai és ásványkémiai részben már részletesen leírt többféle amfibol megjelenéséből és a plagioklász tisztán albitos összetételéből a kőzetek két, különböző irányban lezajlott retrogressziójára következtethetünk (*12. ábra*):

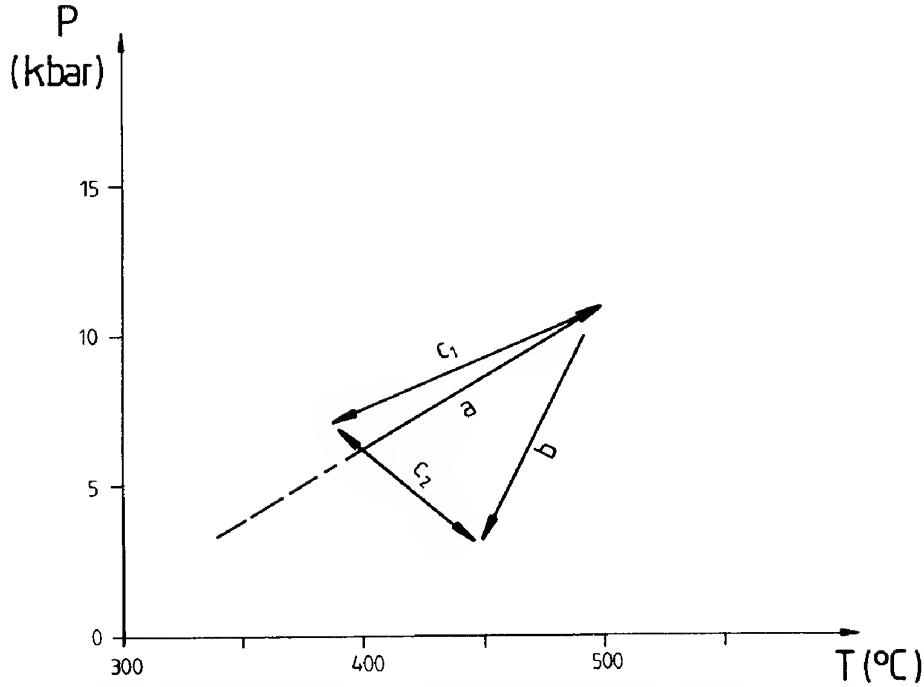
1. Nagymértékű nyomás és kismértékű hőmérséklet eséssel, zöldpala fáciesű körülmények között, P=2–5 kbar mellett mintegy 430–480°C hőmérsékleten zajlott le. A blokkok nagy része ezt a fejlődési útvonalat követi (*12. ábra*, b útvonal).

2. Azokban a kőzetekben (pl. IV/1. mintaszámú), amelyekben jellegzetes poszttektonikus helyzetben megjelenik a kékamfibol, majd ezt edenites hornblende, illetőleg aktinolit szegély övezi, a számítások azt mutatják, hogy a retrográd folyamat először viszonylag jelentősebb hőmérséklet csökkenéssel kezdődött, miközben a nyomás csak kismértékben csökkent, majd közel izotermikusan (esetleg némi hőmérséklet növekedés mellett) viszonylag gyors nyomáscsökkenés következett be, vagyis a kőzetek visszaalakulása először kékpala, és utána zöldpala fáciesben történt, ami először mintegy P=7 kbar és 380–420°C hőmérsékletet jelent az első szakaszban (*12. ábra*, c_1 útvonal) és P=2–5 kbar nyomás mellett 430–480°C (edenit-edenites hornblende) majd 400–450°C (aktinolit) hőmérsékletet jelent a második szakaszban (*12. ábra*, c_2 útvonal).

A kőzetek szöveti elemzése során megfigyelhető legkésőbbi átalakulási szakaszban történt a metaszomatikus amfibol formálódása (ezek az amfibolok edenites hornblendének és aktinolitos hornblendének adódtak), amely P=2–5 kbar nyomás mellett T=420–470°C hőmérsékleten képződött.

A retrográd metamorfózis mértéke az egyes kőzetblokkokra igen eltérő volt. A korábban említett okokon (pl. szemcseméret különbség stb.) kívül ennek oka az lehetett, hogy az eklogitok a szubdukció során egy meghatározott helyen egy nagyobb lemezegységen belül alakulhattak ki. Az egyes blokkok ennek a nagyobb egységnek a különböző részéről származtak, ami némi különbséget jelenthet a kiinduló kőzetek összetételében, szemcseméretében, a metamorfózis időtartamában stb. Mindemellett a kémiai elemzések és a geotermobarometriai számítások (l. korábban) azt mutatták, hogy az egyes blokkok ugyanahhoz a nagyobb lemezegységhez tartoztak. A kiemelkedés során történt tektonikai hatásokra a nagyobb egység tektonikailag széttagolódott, szétaprózódott és az egyes blokkok némileg eltérő körülmények közé (elsősorban eltérő illó nyomás) kerültek, ez okozhatta a fent említett különbségeket.

A retrográd metamorfózis a sok H_2O tartalmú ásvány alapján illódús környezetben zajlott le, mely a nagy kompressziós hatásra kialakult tektonikusan kiemelkedett és fellazult zónával jól értelmezhető.



12. ábra. Az holguíni retrográd eklogitblokkok P-T-t fejlődési útvonala. Progresszív szakasz (a), zöldpala fáciesű visszaalakulási út (b), kékpala (c_1) majd zöldpala (c_2) fáciesű visszalakulás. (Megjegyzés: a késő metaszomatikus hatást az ábrán nem tüntettük fel.)

Fig. 12. P-T-t path of the eclogitic blocks in the Holguín area. Progressive path (a), retrograde paths in greenschist facies (b), retrograde path first in blueschist facies (c_1) then in greenschist facies (c_2). (Remark: Late metasomatism is not presented on the figure.)

Következtetések

1. A Mateo Formációt alkotó szerpentinit melanzsban előforduló nagynyomású metamorfitok a kishőmérsékletű eklogitok (CARSWELL 1990), illetve ofiolitos eklogitok (SMULIKOWSKI 1972) csoportjába sorolhatók kőzetalkotó ásványaik ásványkémiai összetétele, valamint a geotermobarometriai számítások alapján.

2. Az eklogitok eredetileg óceáni bázisos (elsősorban bazaltos-dolerites) képződmények voltak.

3. Az eklogitok képződése a fentiek alapján szubdukciós zónában történt, az eklogitképződés fizikai kondíciói P=10,9–13 kbar, T=500±30°C között változtak.

4. Az eklogit blokkok a kiemelkedés során erőteljes regresszív metamorfózist szenvedtek, bár az egyes blokkok visszaalakulása eltérő mértéket mutat. Van olyan blokk, amely szinte nem szenvedett jelentősebb retrográd metamorfózist, míg másokban az eredeti eklogitos ásványok szinte teljesen átalakultak.

5. A retrográd metamorfózis a sok H_2O tartalmú ásvány alapján illódús környezetben zajlott le. A retrográd szakaszban a visszaalakulás egyrészt egyenesen zöldpala fáciesű, másrészt először kékpala majd azután zöldpala fáciesű volt.

6. A visszaalakulás legvégső szakaszában erek-repedések mentén történt oldatvándorlás során késői metaszomatikus amfibolképződés zajlott le, amely szintén eltérő mértékben hatott a kőzetekre.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak ANDÓ Józsefnek a munka korábbi periódusában, SZABÓ Csabának pedig a munka második szakaszában nyújtott segítségéért.

Irodalom – References

ANDERS, E. & GREVESSE, N. 1989: Abundances of the elements: meteoritic and Solar. – *Geochim. Cosmochim. Acta,* **53**, 197–214.

ANDÓ J. 1993: Az holguíni (ÉK-Kuba) ofiolitasszociáció és szerepe a térség földtani fejlődéstörténetének rekonstruálásában. – Kandidátusi értekezés, ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 156 p.

ANDÓ, J., KOZÁK, M., KUBOVICS, I. & SZAKMÁNY, Gy. 1989: Nuevas formaciones metamórficas en la parte NO de Oriente (Cuba). – *Programa y resumenes, Primer Congreso Cubano de Geología, Geología del Caribe Occidental* 29-31 marzo 1989. La Habana, Cuba, p. 111.

ANDÓ, J., HARANGI, Sz., SZAKMÁNY, Gy. & DOSZTÁLY, L. 1996: Petrología de la Asociación Ofiolítica de Holguín. – In: ITURRALDE-VINENT, M. A. (ed): *Ofiolitas y Arcos Volcanicos de Cuba.* – IUGS/UNESCO IGCP Project 364: Geological Correlation of the Ophiolites and Volcanic Arc Terranes in the Circum-Caribbean Realm, Miami, USA, 154–176.

ANDÓ, J. & KOZÁK, M. 1987: La serie ofiolítica de Holguín (Cuba) y su papel en el desarollo estructual del Cretácico-Paleógeno. – *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la U.A. de Nuevo León, Linares, México,* **2**, 271-274.

BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **104**, 208–224.

BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **104**, 433–447.

BOCCHIO, R. & LIBORIO, G. 1996: Mn-rich garnet in eclogite from the Voltri Group (Italy). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie,* H. 7, 321–335.

BROWN, E. H. 1977: The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. – *Journal of Petrology,* **18**, 53–72.

BUCHER, K. & FREY, M. 1994: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 318 p.

CARPENTER, M. A. 1979: Omphacites from Greece, Turkey, and Guatemala: composition limits of cation ordering. – *American Mineralogist,* **64**, 102–108.

CARSWELL, D. A. 1990: Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications. – In: CARSWELL, D.A. (ed): *Eclogite facies rocks* – Blackie, Glasgow and London, 1–13.

DROOP, G. T. R. 1987: A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesia silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichometric criteria. – *Mineralogical Magazine,* **51**, 431–435.

ELLIS, D. J. & GREEN, D. H. 1979: An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria. – *Contrib. Mineral. Petrol.,* **71**, 13–22.

HARANGI, Sz. 1993: MINPROG; User Manual – ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 30 p. (kézirat)

HOLLAND, T. J. B. 1980: The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200 °C. – *American Mineralogis*, **65**, 129–134.

KOZÁK, M. & ANDÓ, J. 1987: Desarollo estructual del arco insular vulcánico cretácico en la zona de Holguín (Cuba). – *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la U.A. de Nuevo León, Linares, México*, **2**, 267–270.

KUBOVICS, I., ANDÓ, J. & SZAKMÁNY, Gy. 1989: Comparative petrology and geochemistry of high-pressure metamorphic rocks from Eastern Cuba and Western Alps. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **30**, 35–54.

LEAKE, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. – *American Mineralogist*, **63**, 1023–1052.

MASSONE, H-J. & SCHREYER, W. 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212–224.

MESCHEDE, M. 1986: A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – *Chemical Geology*, **56**, 207–218.

MORIMOTO, N. 1988: Nomenclature of Pyroxenes. – *Bull. Minéral.*, **111**, 535–550.

PEARCE, J. A. & CANN, J. R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290–300.

ROCK, N. M. S. & LEAKE, B. E. 1984: The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: compuretization and its consequences. – *Mineralogical Magazine*, **48**, 211–227.

SMULIKOWSKI, K. 1972: Classification of eclogites and allied rocks. – *Krystalinikum*, **9**, 107–130.

SZAKMÁNY, Gy. & SZABÓ, Cs. (in prep.): A comparison between CIPW and Tailor norm calculation methods on eclogitic rocks from Holguín (Eastern Cuba) and Ladakh Himalaya (India).

A kézirat beérkezett: 1998. 12. 15.

Táblamagyarázatok – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Középszemcsés eklogit. Idiomorf gránát (gt) zárványdús (titanit, klinozoizit) maggal és vékony zárványszegény szegéllyel. A gránátok körül omfacit (om) van; +N, n=42x
   Medium grained eclogite. Idiomorphic garnet (gt) with numerous - sphene and clinozoisite - inclusions in the core and inclusion-poor rim garnets surround omphacite (om)
2. Atoll gránát szemcsék (gt) omfacittal albit porfiroblasztban; 1N, n=167x
   Late atoll garnets (gt) with omphacite in albite porphyroblast (ab)

II. tábla – Plate II

1. Gránát helyén képződő albit porfiroblaszt (ab) a gránát maradványaival (gt), rajta kívül albit omfacit reliktumokkal (ab+om); 1N, n=67x
   Garnet remnants (gt) with garnet shaped albite porphyroblast (ab) and clinopyroxene (omphacite) remnants with albite (ab+om)
2. Gránát helyén képződött albit porfiroblaszt (ab) kisméretű amfibol, fengit és klinozoizit zárványokkal; +N, n=42x
   Albite porphyroblast (ab) with small amphibole, phengite and clinozoisite inclusions on the place of garnet

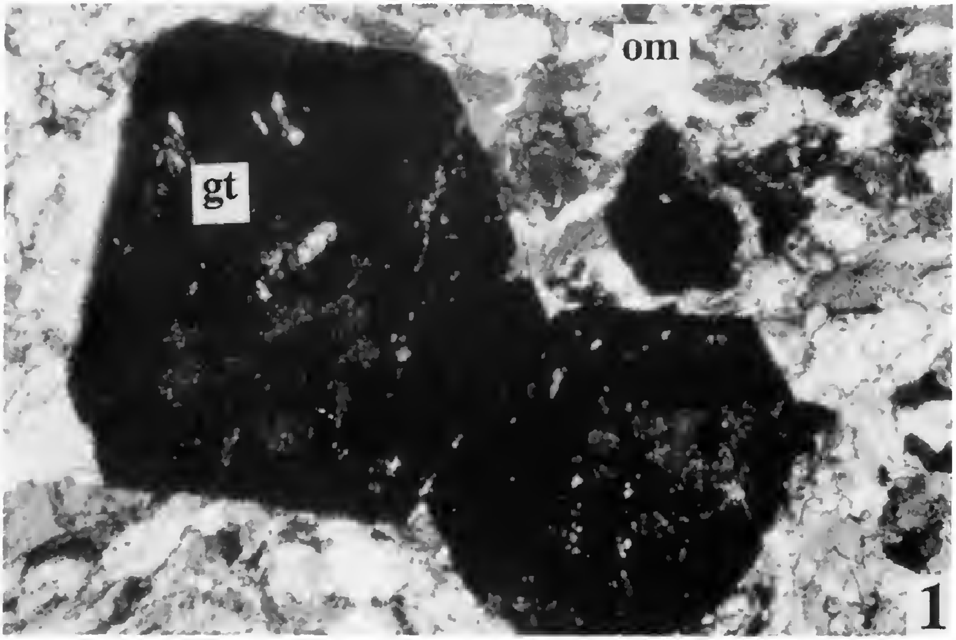
III. tábla – Plate III

1. Piroxént fokozatosan felemésztő amfibol fengittel (amf+fe), valamint gránát maradvány (gt) albittal (ab) retrográd eklogitban; +N, n=67x
Amphibol on the place of earlier pyroxene with phengite (amf+fe), and garnet remnants (gt) with albite (ab)
2. Poszttektonikus idioblasztos glaukofán (gl) edenites hornblende (hbl) szegéllyel + idioblasztos gránát (gt) és finomszemcsés omfacit (om), a kép jobb alsó részén albit porfiroblaszt (ab) sok apró piroxén zárvánnyal; +N, n=67x
Posttectonic glaucophane (gl) with edenitic hornblende (hbl) rim, + idioblastic garnet (gt) with fine grained omphacite (om), there are albite porphiroblast (ab) with small pyroxene inclusions in the right lower part of the photo

IV. tábla – Plate IV

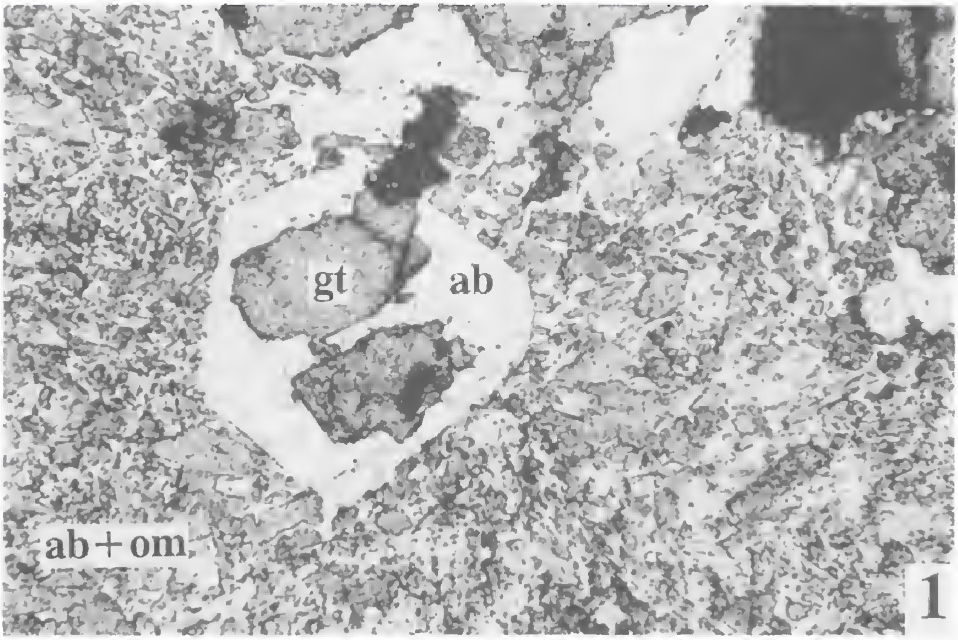
1. Hornblende-albit szimplektit (sz) omfacit (om) szegélyén; +N, n=67x
Hornblende-albite symplectite (sz) replacing the rim of the omphacite (om)
2. Poszttektonikus, késői metaszomatikus edenites összetételű amfibol (amf) omfacit zárványokkal, omfacittal (om) és gránáttal (gt) a környezetében; +N, n=42x
Posttectonic, late metasomatic edenitic amphibole (amf) with omphacite inclusions, with omphacite (om) and garnet (gt) in its environs.

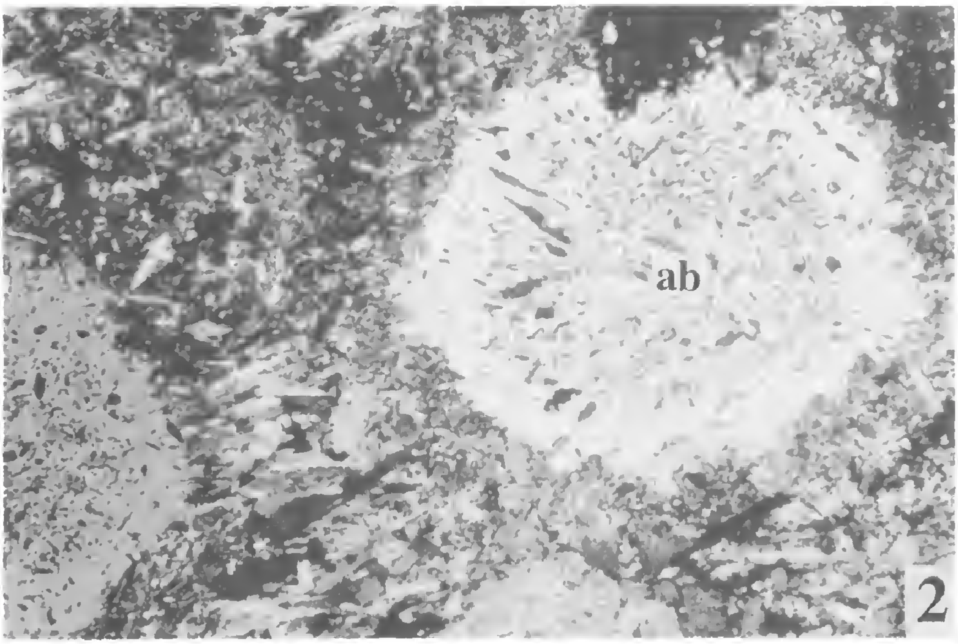
I. tábla – Plate I



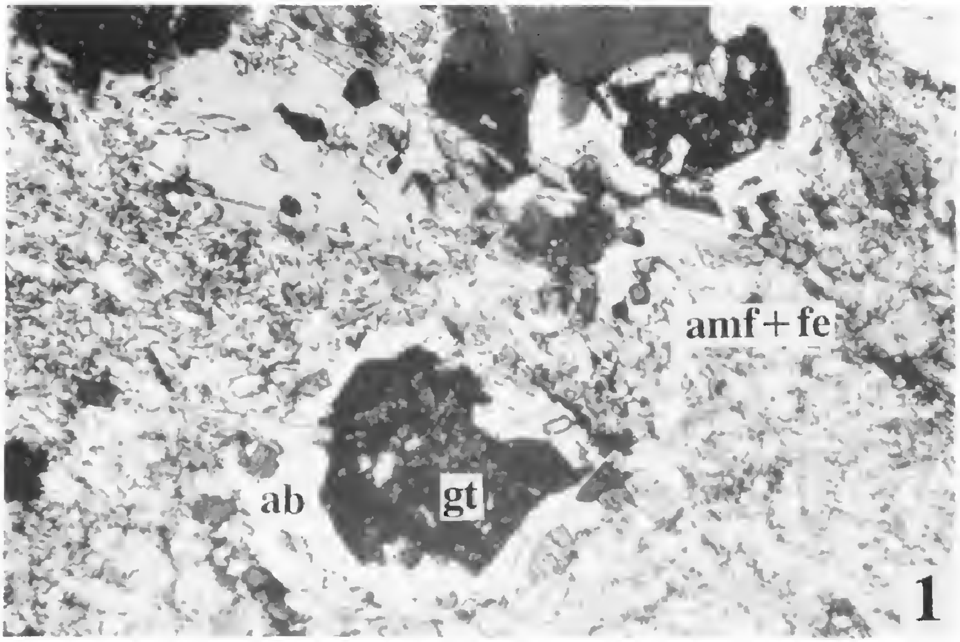


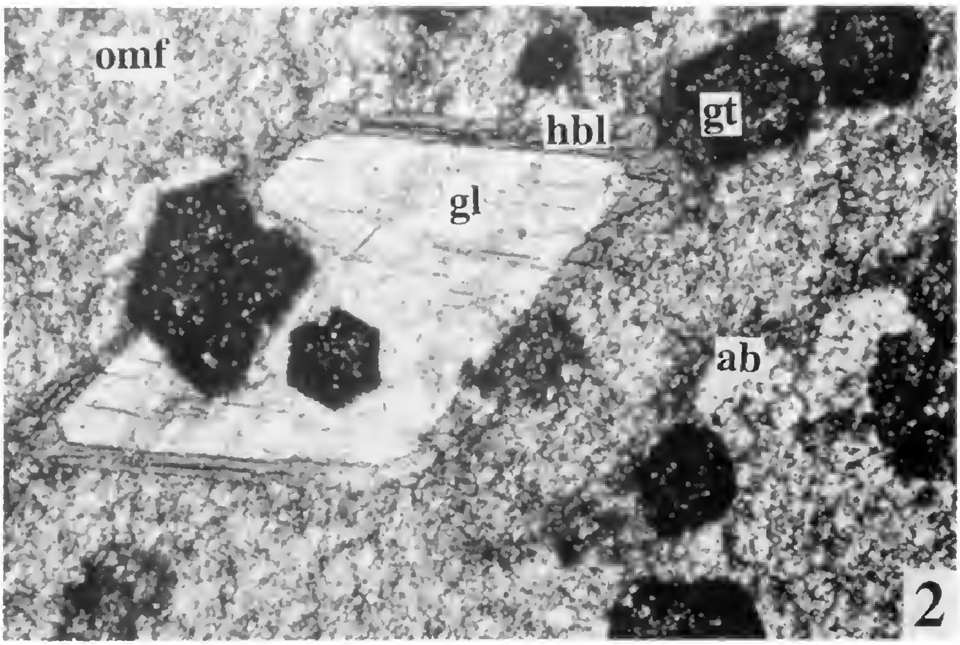
II. tábla – Plate II



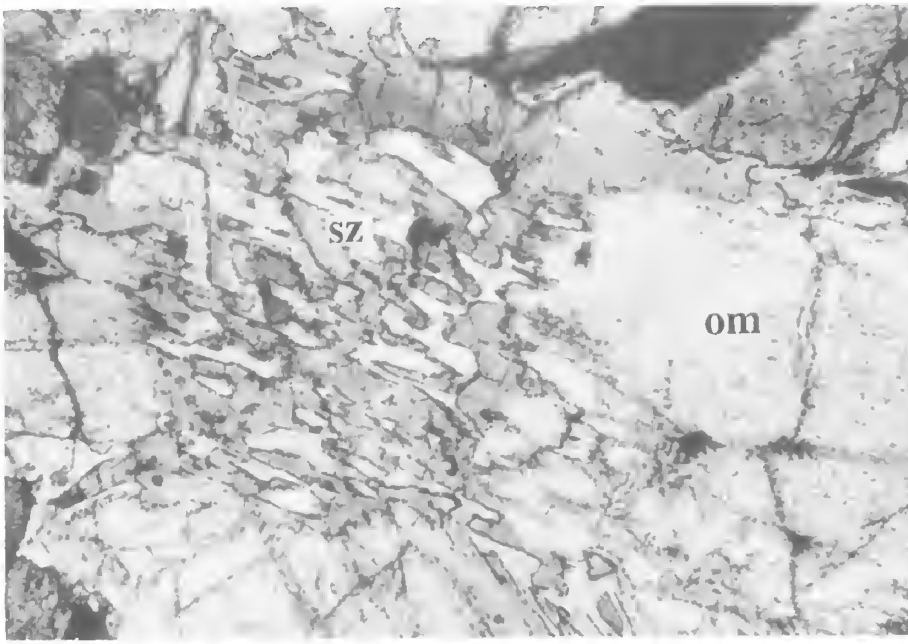


III. tábla – Plate III

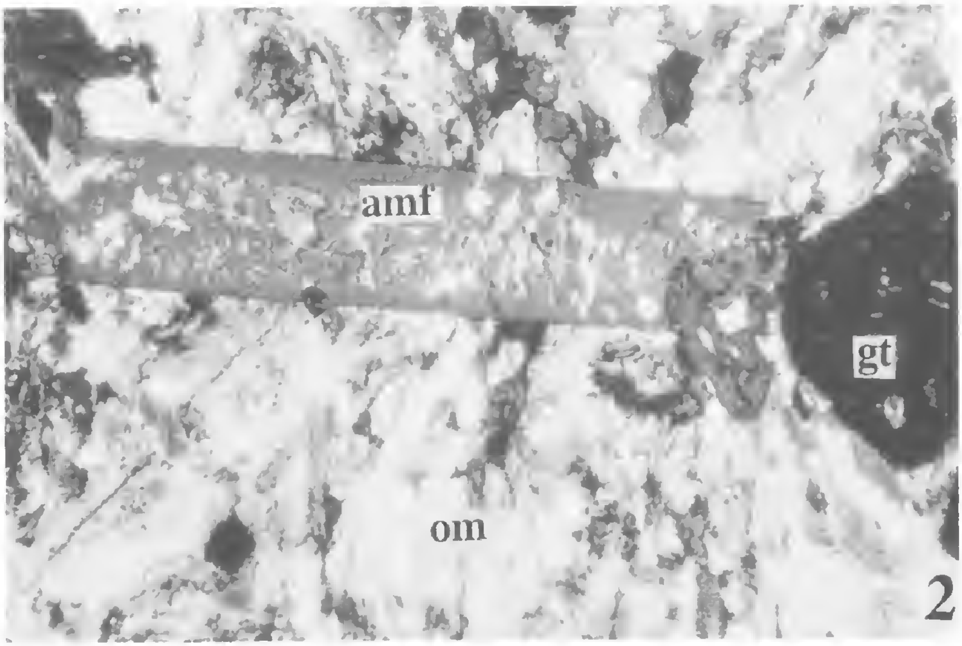




IV. tábla – Plate IV



1



2

Földtani Közlöny 129/4, 573–592 (1999) Budapest

A Kisfennsíki Mészkő (Bükk hegység) fáciese és kora

Facies and age of the Kisfennsík Limestone (Bükk Mts)

VELLEDITS Felicitász[1] – BÉRCZINÉ MAKK Anikó[2] – PIROS Olga[3]

(3 ábra, 4 tábla)

Key words: Nothern Bükk, Carnian, Megalodon, foraminifers, green algae, lagoon

Tárgyszavak: Északi-Bükk, karni, Megalodon, foraminifera, zöldalga, lagúna

Abstract

Experts hold different options with regard to the age and geological position of the Kisfennsík Limestone. Age classification of the rock has been based on the Megalodon section and other microfossils (e.g. two corals, one gastropod, one bivalve). On the basis of the Megalodon and gastropod sections, it has been regarded as Norian, while on the basis of the corals and the bivalve it has been considered Ladinian–Carnian (BALOGH 1964). In the present paper, we look at foraminifers and algae from the Kisfennsík Limestone as well as the results of the microfacies investigation of the rocks. On the basis of our results, it appears that limestones of the Hidegkút-laposa and Mahóca quarry were deposited in various parts of a Carnian lagoon, whereas limestones at Galya-tető represent a reef facies, probably also of Carnian age. In the samples from the trench at Válint kereszt, no age-indicator fossils were found. Due to the lack of age-indicator microfossils, the Norian age can be neither disproved nor confirmed. However, on the basis of the foraminifers and algae, the Carnian age of the Kisfennsík Limestone can be proved.

Manuscript received: 01 03 1999

Összefoglalás

A Kisfennsíki Mészkő koráról és geológiai helyzetéről megoszlik a szakemberek véleménye. A kőzet korbesorálása Megalodon metszeteken, és más makrofosszílián (két korall, egy csiga, egy kagyló) alapult. A Megalodon és csiga metszetek alapján kora nori, a korallok és a kagyló alapján ladin–karni (BALOGH 1964). Cikkünkben először közlünk a Kisfennsíki Mészkőből előkerült foraminiferákat és algákat, valamint először közöljük a kőzet mikrofácies vizsgálatának eredményeit. Eredményeink alapján a Hideg-kút-laposa, és a Mahócai kőfejtő mészköve egy karni lagúna különböző részein ülepedett le, a Galya-tető mészköve pedig zátonyfáciest képvisel, melynek kora földrajzi és geológiai helyzete alapján valószínűleg szintén karni. A Válint keresztnél lévő MÁFI kutatóárokból származó mintákból nem került elő korjelző ősmaradvány. A nori kort korjelző mikrofosszíliák hiányában sem cáfolni, sem igazolni nem sikerült. Az előkerült foraminiferák és algák alapján a Kisfennsíki Mészkő karni korát igazoltuk.

[1] MOL Rt. KUMMI, 1039 Budapest, Batthyány u. 45.
[2] MOL Rt. Hazai Kutatás, 1039, Budapest, Batthyány u. 45.
[3] MÁFI, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Bevezetés, előzmények

A Kisfennsíki Mészkő korát a kutatók eltérően határozták meg. SCHRÉTER (1917) a mészkőben rossz megtartású "korállok", brachiopodák és kagylók nyomait észleli, s ezek, bár meghatározhatatlanok, "rátekintésre leginkább a felsőtriászra emlékeztetnek. A kőzet is leginkább a Dunántúl nagy kiterjedésű dachsteini mészkövére emlékeztet." Geológiai helyzetéről a következőt írja: a mészkő a "karbon rétegei és a diabáztufa fölé települve lép föl és helyenként összefüggő takaró alakjában, másutt csak egyes rögös foszlányokban" bukkan elő. A Nagykőmázsai Mészkővel tekinti azonosnak (SCHRÉTER 1917). Később (SCHRÉTER 1943) a Kisfennsíki Mészkövet középső-triász korúnak véli, de lehetségesnek tartja, hogy "a felső-triász, esetleg annak csak egy része szintén képviselve van." JÁMBOR (1959) szerint a mészkő két részre osztható, melyet egy diabáztufa közbetelepülés választ ketté. A tufa fölötti részben gyakoriak a Megalodonok, ezért a mészkő felső részét Dachsteini Mészkőnek tartja. A mészkő alsó részét lillafüredi analógiára a ladinba tette. Megemlíti, hogy a "fennsíkmészkő néhány vékonycsiszolata mészalga-, foraminifera-, és radiolária vázakat tartalmaz". BALOGH (1964, 1978) a Kisfennsíki Mészkövet a Bükkfennsíki Mészkő helyettesítő fáciesének tartja, korát késő-ladin–karninak véli. 1964-es monográfiájában ladin–karni korallokat (*Montlivaltia legányi* KOLOSVÁRY, *Margarosmilia confluens* VOLZ), kagylót (*Avicula* sp.) említ, de késő-triászra utaló csigáról (*Naticopsis* cf. *hoernesi* BLASCHKE), és Megalodonokról is említést tesz. A mészkő korára a következő megállapítást teszi: "a fehér mészkőösszletnek csupán viszonylag alsó részét lehet a ladini emelet felső részébe utalni. A felső-ladiniba, illetve a felső-triászba tartozó szintek pontos elválasztása azonban a jelenleg rendelkezésre álló ősmaradványanyag alapján nem lehetséges". CSONTOS (1988) a Válint keresztnél lévő MÁFI kutatóárokból előkerült Megalodon leletek alapján Dachsteini Mészkőnek, azaz nori–rhaetinek tekintette a Kisfennsíki Mészkövet. Mivel metamorf fokát kisebbnek tartotta, mint a feküjében található tűzköves mészkőét, geológiai helyzetét takaróként értelmezte. PELIKÁN (1993) rámutat a Kisfennsíki-, a Fehérkői-, és a Bükkfennsíki Mészkő hasonlóságára. A Megalodonok korát norinak tartja, a formáció korát késő-triásznak véli.

A Kisfennsíki Mészkő mikrofáciesét előttünk senki nem vizsgálta. Kutatásaink során 46 db nagyméretű (5x12 cm) vékonycsiszolatot vizsgáltunk meg. Cikkünkben először írunk a mészkőben talált foraminiferákról és zöldalgákról.

Földrajzi és geológiai helyzet:

A Kisfennsíki Mészkő a Bükk hegység ÉK-i részén (*1a ábra*), Varbótól délre, a Garadna-völgytől északra, több egymástól elkülönült foltban kerül a felszínre. A kibúvások nagysága néhány száz m^2 és néhány km^2 között változik. A Kisfennsíki Mészkő alatt (vitatott helyzetben) felső-triász tűzköves mészkő található.

Mintagyűjtési helyek (*1b* és *2. ábra*):

1. Sólyom-kő (három-kúti sziklakapu)
2. Válint kereszti ároktól 200 m-re Ny-ra (a gúlánál)
3. Válint kereszti árok
4. Hideg-kút laposa ÉNY-i gerinc
5. Örvény-kő
6. Örvény-kő alatt, a Barátság-kert alatti út É-i oldala
7. Sáros-völgy; Varbótól 2 km-rel NyDNY-ra az út mentén
8. Mahócai kőfejtő
9. A Farkasgödöri kisvasút bevágása, Dobrica kúttól DDK-re 250 m
10. Galya-kapu D-i oldal
11. Galya-tető ÉNy-i elvégződése, Galya-kapuval szemben

Szelvény szerinti mintagyűjtést a feltártsági viszonyok sehol sem tettek lehetővé.

Értékelhető minták csak a 3, 4, 8, 10-11-es lelőhelyekről kerültek elő, ezért cikkünkben csak ezen minták vizsgálatával foglalkozunk.

Válint kereszt, MÁFI kutatóárok (3.)

A feltárásban jelen vannak a több dm vastag, Megalodonokat tartalmazó padok is. Csiszolatban csak a közép-, sötétszürke, 1–12 mm-es intraklasztokat és a sztromatolitos (algaszőnyeges) mészkövet vizsgáltuk.

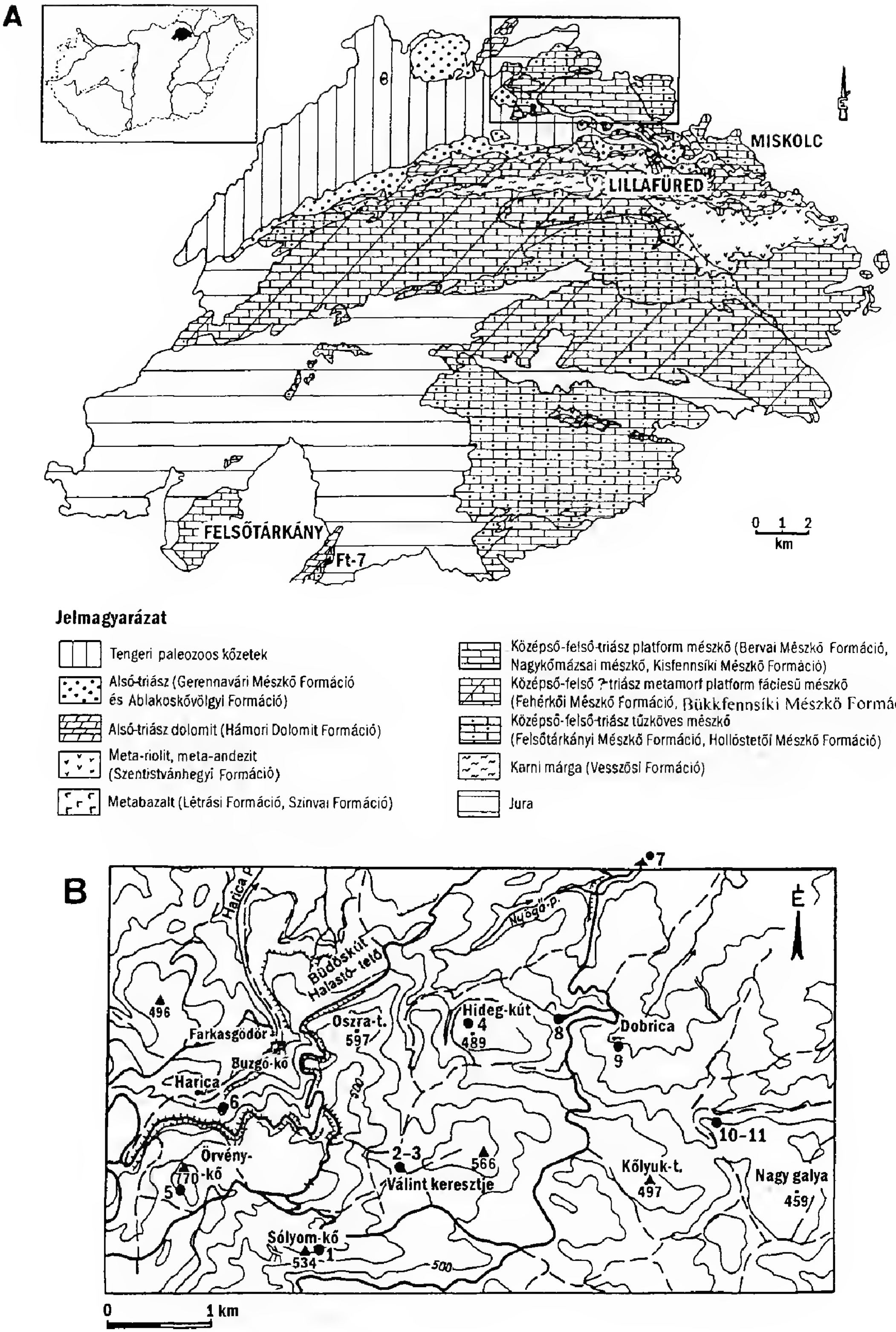
Mikrofácies típusok

1/a. Peloidos grainstone (I/4 kép)
Pátos kötőanyagban 1–2 mm-es peloidok, teljesen páttá alakult biogén héjtöredékek, echinoidea vázelemek, alga- (Thaumatoporella?) és zöldalga töredékek láthatók.

Szinte minden szemcsén mikrites burok figyelhető meg, ami fonalas algák és gombák mikro-fúró és maró tevékenységére vezethető vissza. Ezek az élőlények savat választanak ki, és a karbonátszemcsék peremén 1–15 μm átmérőjű lyukakat hoznak létre. Az élőlények elpusztulása után az üregekben finom $CaCO_3$ kristályok halmozódhatnak fel, vagy válhatnak ki. Ha az átalakulás csak a szemcsék szegélyét érinti, akkor mikrites kéregről (mictitic envelope), ha a szemcse egésze átalakult, akkor mikritesedett szemcséről (peloid) beszélünk.

Üledékképződési környezet: az üledék szövete a platóperemi mozgó mészhomok-domb fáciesére (WILSON 6. fácies, WILSON 1975) utal, viszont a diagenitikus jegyek freatikus környezetet mutatnak. Valószínű, hogy az üledék a mozgó mészhomok-dombokról viharok alkalmával sodródott a lagúna szubtidális övébe, s ott esett át a diagenezisen.

Diagenezis: a szemcsék közti pórusokat isopach szegélycement veszi körbe, majd ezeket intergranuláris cement követi, aminek nagysága a pórusok belseje


A
MISKOLC
LILLAFÜRED
FELSŐTÁRKÁNY
Ft-7
0 1 2
km
Jelmagyarázat
Tengeri paleozoos kőzetek
Alsó-triász (Gerennavári Mészkő Formáció és Ablakoskővölgyi Formáció)
Alsó-triász dolomit (Hámori Dolomit Formáció)
Meta-riolit, meta-andezit (Szentistvánhegyi Formáció)
Metabazalt (Létrási Formáció, Szinvai Formáció)
Középső-felső-triász platform mészkő (Bervai Mészkő Formáció, Nagykőmázsai mészkő, Kisfennsíki Mészkő Formáció)
Középső-felső ?-triász metamorf platform fáciesű mészkő (Fehérkői Mészkő Formáció, Bükkfennsíki Mészkő Formáció)
Középső-felső-triász tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő Formáció, Hollóstetői Mészkő Formáció)
Karni márga (Vesszősi Formáció)
Jura
B
É
Harica-p.
Büdöskút
Halastó-tető
Nyögő-p.
7
496
Farkasgödör
Buzgó-kő
Oszra-t.
597
Hideg-kút
4
489
8
Dobrica
9
Harica
6
500
10-11
Örvény-
-kő
770
5
2-3
566
Válint keresztje
Kőlyuk-t.
497
Nagy galya
459
Sólyom-kő
534
1
500
0 1 km

felé nő. Mind a szemcsék mikritesedése, mind a cement típusa freatikus környezetre utal.

1b. Grainstone különböző nagyságú bio- és litoklasztokkal

Pátos kötőanyagban 3–12 mm-es, eltérő összetételű szemcsék: porostromata alga töredékek, Parachaetetes töredékek, mollusca héjröredékek, grainstone szövetű intraklaszt.

A grainstone szövetű litoklasztok arra utalnak, hogy az előzőleg leülepedett, és litifikálódott üledék valószínűleg a viharok idején halmozódott át a lagúnába.

Üledékképződési környezet: viharüledék.

2. Algalaminit

Néhány mm-es laminák madárszem szerkezetű üregekkel. Az üregek 3x15 mm-esek, követik a rétegzést, belsejüket két generációs pát tölti ki. Az algalaminit anyaga pelmikrit, ami a mikrobiális szövedék által befogott üledéket képviseli, benne néhány foraminifera metszet látható.

Üledékképződési környezet: lagúna, árapályöv.

Összegzés:

A feltárásban szálban, és törmelékben megjelenő Megalodonokat tartalmazó mészkőpadok a laguna szubtidális részén ülepedtek le. Az algalaminit (2) az intertidális zóna tipikus üledéke. Az 1a, és 1b típus a lagúna és a zátony közötti mozgó mészhomok domb üledéke, ami valószínűleg vihar alkalmával került a lagúnába.

Ősmaradványok:

Foraminifera: Aulotortus sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *Spirillina* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp.

Egyéb: alga, ostracoda, mollusca héjtöredék, gastropoda, crinoidea nyéltag.

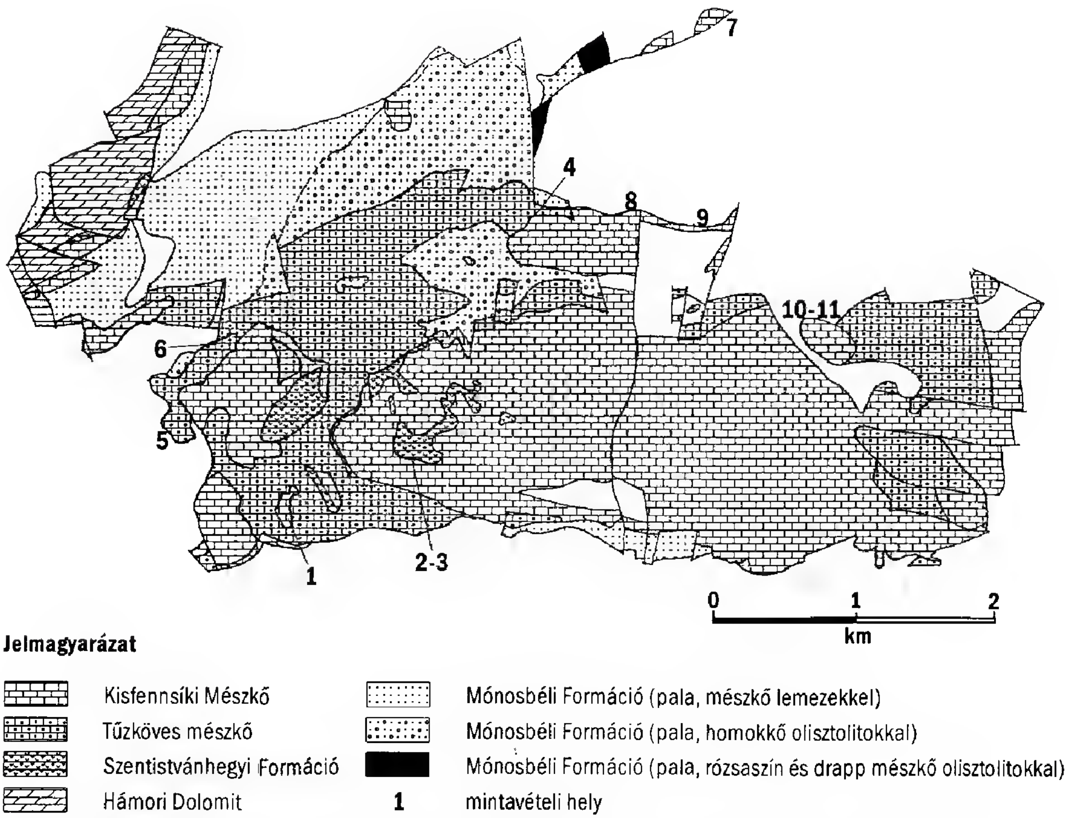
Kor: A feltárás kőzeteiből két gyűjtés során sem került elő korhatározó mikrofosszília. Mikrofáciesei alapján, és földtani (tektonikai) helyzetét figyelembe véve azonban valószínűsíthető, hogy azonos a Hideg-kút laposa és a Mahócai kőfejtő anyagával.

Mivel innen kerültek elő a nori korúnak határozott Megalodon metszetek (JÁMBOR 1959; CSONTOS 1988) azt sem zárhatjuk ki, hogy a feltárás kora nori.

← *1A ábra.* A Kisfennsíki Mészkő elterjedése (Csontos 1988 nyomán).

Fig. 1. Extension of the Kisfennsík Limestone (after Csontos 1988). Legend: 1 marine Palaeozoic rocks, 2 Lower Triassic oolitic limestone (Gerennavár Limestone Formation and Ablakoskővölgy Formation), 3 Middle Triassic dolomite (Hámor Dolomite Formation), 4 metarhyolite, meta-andesite (Szentistvánhegy Metaandesite Formation), 5 metabasalt (Létrás Formation, Szinva Formation), 6 Middle–Upper Triassic platform limestone (Berva Limestone Formation, Nagykőmázsa Limestone, Kisfennsík Limestone Formation), 7 Middle Upper? Triassic metamorphic platform limestone (Fehérkő Limestone Formation, Fennsík Limestone Formation), 8 Middle–Upper Triassic cherty limestone (Felsőtárkány Limestone Formation, Hollóstető Limestone Formation), 9 Carnian marl (Vesszős Formation), 10 Jurassic

← *1B ábra.* A Kisfennsíki Mészkőből gyűjtött minták lelőhelyei
Fig. 1b Localities of the samples from the Kisfennsík Limestone



2. *ábra.* A Kisfennsíki Mészkő előfordulási területének és környékének földtani térképe (LESS 1990 nyomán), és a minták lelőhelyei

Fig. 2. Geological map of the Kisfennsík Limestone (after LESS *1990) and the localities of the samples. Legend: 1 Kisfennsík Limestone Formation, 2 cherty limestone, 3 Szentistvánhegy Metaandesite Formation, 4 Hámor Dolomite Formation, 5 Mónosbél Formation, Jurassic, (shale with limestone plates), 6 Mónosbél Formation, Jurassic, (shale with sandstone olistoliths), 7 Mónosbél Formation, Jurassic, (shale with pink and beige limestone olistoliths), 8 sampling site*

Ez esetben ez a feltárás a Kisfennsíki Mészkő fiatalabb rétegeit képviseli, ekkor a kőzetösszlet kora karni–nori lenne.

Hideg-kút laposa, ÉNY-i gerinc (4.)

A közép-, sötétszürke kőzetben biogén elegyrészek (csigák) vagy pár mm-es litoklasztok láthatók.

Mikrofácies típusok

1. Gastropodás wackestone (II/3. kép)

Mikrites alapanyagban csigametszetek (5%), ostracodák (1%), és néhány foraminifera látható. A csigaváz metszete a 12 mm-t is eléri. Több típusú metszet van, tehát több csigafaj élt. Néhány csigában libella szerkezetű kitöltés figyelhető meg.

Üledékképződési környezet: szubtidális öv, nyugodt vizű lagúna.

2. Onkoidos wackestone:

Mikrites, pelmikrites alapanyagban onkoidok, porostromata alga töredékek, foraminiferák, ostracoda metszetek találhatók. A csiszolatban néhány páttal kitöltött 0,5–3 cm-es üreg figyelhető meg. A kisebbeket durvakristályos pát, a nagyot farkasfog cement és karbonátszilt tölti ki.

Üledékképződési környezet: az onkoidok pár méter mély, mozgatott vizű környezetre utalnak.

Az üregek a diagenezis során történt szárazrakerülés idején töltődhettek ki, a farkasfog cement édesvízi (meteorikus) freatikus környezetre utal.

Néhány csiszolatban a mudstone és a grainstone szövet együtt jelenik meg, szerencsés esetben átmenetük is megfigyelhető (5/8-as csiszolat).

Üledékképződési környezet: az onkoidos mudstone árapályöv alatti környezetre utal. A szárazra kerüléssel az üledék kiszárad, ekkor keletkeznek a zsugorodási pórusok, majd a még nem teljesen litifikálódott kőzet felaprózódik. Az üregeket a diagenezis során pát tölti ki. Ilyen típusú kőzetek sajátos környezetben, például az árapály csatornák peremén keletkezhettek (SCOFFIN 1987), ahol az üledék periódikusan kiszárad.

3. Zöldalgás packstone

Nagyon rossz megtartású anyag. Mikrites alapanyagban zöldalga hossz- és keresztmetszetek, továbbá egy *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI is megjelenik. A kőzetben poligonális üregek keletkeztek, melyeket barnásszürke ostracodás mudstone tölt ki. Ez vagy kitölti a teljes üreget, vagy ha az üregben libellaszerkezet figyelhető meg, akkor, csak az alsó részét.

Üledékképződési környezet: a zöldalgák normálsósvízi, trópusi, szubtrópusi védett lagúnákban árapály öv alatt, általában 3–5 m mélységben éltek (FLÜGEL 1982).

Az üledék szárazra kerülése során a telítetlen édesvíz, vagy csökkentsósvíz hatására a már meglévő szemcseközi üregek, és a kiszáradás során keletkező zsugorodási pórusok tovább tágultak. Ezeket az árapályövi síkságok pocsolyáinak jellegzetes üledéke, az ostracodás mésziszap tölti ki.

4. Grainstone

Pátos kötőanyagban kerekített, 1–5 mm-es szemcsék foglalnak helyet. Anyaguk nagyrészt (80%) mikrites litoklaszt, kis része porostromata algatöredék, átkristályosodott mollusca héjtöredék kevés foraminifera, és ostracoda. Helyenként megfigyelhetők a több cm-es poligonális repedések (mud-crack), melyeket durvakristályos pát tölt ki. Vékony szegélycement is megjelenik, amit az üreg

belsejében durvakristályos pát vált fel. Egyes helyeken a szegélycementet mikrosztalaktitos cement követi.

Üledékképződési környezet: nagyobb energiájú közeg. A porostromata alga és a foraminiferák normálsós vizű lagúnára utalnak.

Diagenezis: a szegélycement mind a meteorikus, mind tengeri freatikus diagenezis során létrejöhet. Mivel eredeti alakja már nem látszik, eredetére biztosan nem következtethetünk. A mikrosztalaktitos cement vadózus övben keletkezett.

Megjegyzés : bizonyos üregekben itt is megjelenik az ostracodás mikrit kitöltés.

Összegzés:

a feltárás (Hideg-kút laposa ÉNY-i gerinc) egy platform szubtidális-peritidális üledékeit tárja fel.

Az üledék a diagenezis során a freatikus övből a vadózus övbe került. Esetenként a sztalaktitos cement közvetlenül a szemcsékre települ. Ez arra utal, hogy a rétegsor ezen részének diagenezise a vadózus zónában kezdődött el. Ebben a feltárásban is megjelenik a Kisfennsíki Mészkőre jellemző mikrites, ostracodás üregkitöltés, ami a zsugorodási pórusokat, a madárszemeket, illetve a szegélycement által üresen hagyott helyeket tölti ki.

Ősmaradványok:

Foraminifera: Ammobaculites sp., *Diplotremina astrofimbriata* (KRISTAN-TOLLMANN) (I/3. kép), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (I/5. kép), *Diplotremina* sp., *Earlandinita* sp. (II/5. kép), *Endotheba brassica* (TRIFONOVA), *Endothyranella* sp., *Gaudryinella* sp., *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) (I/1–2. kép), *Nodosaria* sp., *Nodosinella libera* TRIFONOVA, *Oberhaueserellidae* sp., *Ophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Textularia* sp., *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMAN (II/4. kép), *Trochammina* sp.

alga: Physoporella heraki BYSTRICKY (II/1. kép), *Poikiloporella duplicata* (PIA), *Thaumatoporella parvovisiculifera* RAINERI.

Kor: mind az algák, mind a foraminiferák alapján karni.

Mahócai kőfejtő (8)

Mikrofácies típusok:

1/a Onkoidos wackestone

Mikrites alapanyagban 0,5–2 cm átmérőjű onkoidok, továbbá foraminiferák, ostracodák, peloidok, átkristályosodott kagylóhéj töredékek láthatók, és gyakori a csiga metszet is. Az onkoidok héja vastag, több kérgű. Gyakoriak a több cm átmérőjű poligonális száradási repedések, és a kisebb madárszemek (fenesztrák) is. Itt is megjelennek a barnásszürke mikrites, ostracodás üregkitöltések.

Egy csiszolatban (10/a) a csigaház helyén ostracoda héjak tömegét figyeltük meg (III/1. és III/3. kép). A kőzet korai diagenezise során a csigaház aragonit anyaga kioldódott. Az így visszamaradt üregbe mikrites, ostracodás mésziszap

szivárgott be, amely később átkristályosodott. Ez a jelenség arra utal, hogy az ostracodás, mikrites üregkitöltés nemsokkal a platformüledék lerakódása után, a csigaházak kioldódását követően került a kőzetbe.

Üledékképződési környezet: a kőzet a sekély szubtidális övben ülepedett le. Erre elsősorban az onkoidok és a nagyszámú foraminifera utal.

Diagenezis: a még mésziszap állapotban lévő anyag szárazra került, ekkor keletkeztek az üregek, a kisebb madárszemek és a nagyobb poligonális üregek. Ezeket durvakristályos pát tölti ki. A diagenezis során kioldódott a csiga – eredetileg aragonitos – váza is,és valószínűleg ekkor keletkeztek azok az üregek is, amelyeket később az ostracodás mikrit töltött ki. Vadózus, korai diagenetikus környezetet jelez az üregek felső szélén megjelenő mikrosztalaktitos cement. A mikrites ostracodás anyag a poligonális üregeket keresztező repedésekben is megjelenik. Ez arra utal, hogy diaganezise során az aljzat többször is szárazra került. Az ostracodás mésziszap a szárazra került árapályövi síkságon létrejött pocsolyák üledéke, amely beiszapolódott a repedésekbe és az üregekbe.

A szedimentáció és a diagenezis történetét a következőkben foglalhatjuk össze:

– Árapályöv alatt onkoidokban és foraminiferákban gazdag mésziszap ülepedik le.

– A diagenezis során a mésziszap szárazra kerül, kiszáradása következtében poligonális száradási repedések, üregek jönnek létre, melyeket durvakristályos pát tölti ki. (Édesvízi freatikus zóna)

– A kőzet ezután a vadózus zónába kerül, ahol az édesvíz oldó hatásának következtében újabb üregek keletkeznek. Valószínű ekkorra már kioldódott a csigák aragonit váza is, sőt egyenes repedések jelennek meg, melyek a már megszilárdult kőzetet érték. Erre utal, hogy ezek a repedések keresztezik a már diagenetizálódott száradási repedéseket. Mind a csiga kioldódott vázának a helyét, mind a későbbi repedéseket ostracodás iszap tölti ki, ami később átkristályosodott.

1/b Zöldalgás wackestone

Az előző mikrofácies típus változatának tekinthető. Mikrites alapanyagban rossz megtartású zöldalgák (*Poikiloporella duplicata* (PIA), *Gyroporella* sp.) és echinodermata váztöredékek láthatók. A barnás színű üregkitöltés itt is megfigyelhető, de itt gyakran a madárszemeket tölti ki.

Üledékképződési környezet: az előzőhöz hasonlóan a lagúna árapályöv alatti része, amely időnként szárazra kerülhetett.

1/c Koralltörmelékes wackestone

Mikrites alapanyagban átkristályosodott héjtöredékek; foraminifera, echinodermata, ostracoda, radiolária?, és korall látható. Az ostracodás üregkitöltés itt is jelentkezik, de az ostracodák mellett 7 mm átmérőjű csigák is jelen vannak. Egy üregben kokárdás pát vált ki.

Üledékképződési környezet: szubtidális lagúna, a koralltörmelék zátony, vagy foltzátony közelségére utal.

2. Pelmikrit fenesztrális pórusokkal

Kiindulási üledéke mikrites, pelmikrites mésziszap, ami foraminiferákban, porostromata alga töredékekben, onkoidokban, bekérgezett litoklasztokban gazdag. A madárszemek az egész kőzetet átjárják, alsó részüket gyakran tölti ki ostracodás mikrit, felső részüket pát. Az ostracodás iszap beiszapolódása tehát rövidesen követte az alapkőzet leülepedését.

Üledékképződési környezet: szubtidális lagúna időnként szárazra kerülő része.

Diaganezis: a mésziszap leülepedését kiemelkedés követte. A kiemelkedés és kiszáradás következtében az édesvíz oldó hatására üregek, zsugorodási és gáztalanodási pórusok jöttek létre, melyeket részben ostracodás mikrit töltött ki (III/5. kép).

3. Intraklasztos Packstone

Mikrites alapanyagban 0,1–2,0 mm átmérőjű, kerekített intraklasztok. Az intraklasztok belsejét durvakristályos pát, peremét vékony mikrites szegély alkotja (micritic envelope). Osztályozatlanok, gradáció nem látszik. Az alapanyagban néhány foraminifera, crinoidea is megjelenik.

Üledékképződési környezet: a kerekített intraklasztok nagyenergiájú, mozgatott vizet jeleznek, a mikrites alapanyag viszont ennek ellenkezőjét. A lekerekített litoklasztok valószínűleg a lagúna sekélyebb, hullámmozgásnak kitett részéről érkeztek, és nyugodtvízi, kisenergiájú környezetbe halmozódtak át.

Diagenezis: sekélyebb vízben, a fonalas algák és gombák fúró tevékenységének következtében alakulnak ki a szemcsék peremén a mikrites kérgek. A szemcsék áthalmozódtak egy kisebb energiájú mésziszapos környezetbe. Az így bekérgezett szemcsék közepéről a mészanyag kioldódott, és csak a szerves anyagban gazdag külső kéreg őrizte meg a szemcse eredeti alakját. A szemcse belsejét később durvakristályos pát töltötte ki.

4. Grainstone

Pátos alapanyagban 2–15 mm átmérőjű kerekített bio- és litoklaszt szemcsék figyelhetők meg. Jellemző biogén elegyrészek: porostromata alga töredék, átkristályosodott héjtöredék, zöldalga, foraminifera, süntüske metszet, echinodermata töredék átalakult szegéllyel, csiga. A litoklasztok jellemző típusai: mikrites litoklaszt, amely gyakran fosszíliát tartalmaz, peloidos, mikrites intraklaszt. Gradáció nem látszik.

Több csiszolatban két generációs cement figyelhető meg. A szemcséket szegélycement veszi körül, az üresen maradt teret pedig durvakristályos pát tölti ki. Néha a szegélycement közötti üresen maradt teret kalcitszilt tölti ki.

Üledékképződési környezet: a platform nagy energiájú része, platform peremi mészhomok-domb.

Diagenezis: néhány csiszolatban a grainstone és a wackestone szövet együtt fordul elő. A kettő átmenete folyamatos. Ez arra enged következtetni, hogy az eredetileg árapályöv alatt leülepedett anyag (wackestone) kiemelkedés, vagy tengerszint csökkenés hatására szárazra került, feltöredezett, és később újra leülepedett (grainstone). A két szövet közötti folyamatos átmenet jelzi, hogy az anyagnak csak egy része száradt ki, töredezett fel.

Összegzés:

A kőfejtő egy lagúna és a platformperemi mozgó mészhomokdomb üledékeit tárja fel.

Diagenezis: A cementgenerációk tanulmányozása során itt is arra következtethetünk, hogy az üledék a diagenezis ideje alatt a tengeri környezetből a meteorikus zónába került, így jöhetett létre a "beach-rock" jellegű szövet.

Ősmaradványok:

Foraminifera: Ammobaculites sp. (IV/3. kép), *Diplotremina* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella tricamerata* SALAJ (III/4. kép), *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) (III/6. kép), *Nodosinella libera* TRIFONOVA, *Oberhauserellidae* sp., *Ophthalmidium* sp.,? *Reophax* sp., *Textularia* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN (III/2. és 7. kép), *Trochammina* sp. *Trochammina* sp., *Variostoma acutoangulata* KRISTAN-TOLLMANN (IV/1. kép)

alga: Griphoporella sp. (IV/2. kép), *Gyroporella* sp., *Poikiloporella duplicata* (PIA) (IV/4. kép), *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI.

Kor: karni.

Galya-tető ÉNY-i elvégződése (10–11.)

A kőzet utólagos nyomás hatására erősen átalakult. A legtöbb esetben az ősmaradványok belső szerkezete a metamorfózis miatt eltűnt, csak körvonaluk maradt meg, ezért a kőzet vágási felülete több információt szolgáltat a keletkezési környezetről, mint a vékonycsiszolat. Kétféle mikrofácies különíthető el:

1. *Rudstone*

Sötétszürke színű kőzet. 1–3 cm-es középszürke, néha világosszürke litoklasztokkal, pátos kötőanyaggal. A szemcsék nem, vagy csak kissé kerekítettek. Ha az intraklasztok közötti tér nagyobb, akkor több generációs cement tölti ki a szemcsék közötti pórusokat. A litoklasztok anyaga átkristályosodott, bennük csak elvétve találunk felismerhető biogén elegyrészt: korallt, bryozoát, echinodermata vázelemet.

2. *Bafflestone*

Világosszürke kőzet. A mikrites alapanyagban zátonyalkotó ősmaradványok: korallok, bryozoák, szegmentált mészszivacsok(?) körvonala rajzolódik ki. Belső szerkezetük csiszolatban nem látszik. Ezeken az elsődleges vázalkotókon bekérgezés nem látható.

Összegzés:

Üledékképződési környezet: mindkét mikrofáciestípus a zátonyra jellemző. Ezek a Hór-völgyi (FLÜGEL et al. 1992) és a Mész-völgyi (Felsőtárkány, Bervai mészkőblokk, VELLEDITS & PÉRÓ 1987) zátonynál is megtalálhatók. A bafflestone az autochton zátonyt jelzi, a rudstone a zátonyt körülvevő törmelékes öv, és a lejtő jellegzetes üledéke.

Ősmaradványok: határozható ősmaradvány nem került elő.

Kor: A feltárás térbeli helyzete alapján kora valószínűleg azonos a Mahócai kőfejtő és a Hideg-kút laposának ÉNY-i gerincén lévő feltárások anyagával, tehát karni.

Eredmények, következtetések

A Kisfennsíki Mészkő feltárásaiból gyűjtött minták mikrofáciesének, továbbá az előkerült foraminiferák, zöldalgák vizsgálata alapján a következő megállapítások tehetők.

Kor

A Hideg-kút laposa, a Mahócai kőfejtő mészköve egy karni lagúna különböző részein ülepedett le, a Galya-tető mészköve pedig zátonyfáciest képvisel. Földtani helyzete alapján valószínű, hogy a Galya-tető mészkövének kora is karni.

A Válint keresztnél lévő MÁFI kutatóárok mészkövének kora vitatott. Nori korát nem sikerült sem igazolni, sem cáfolni. Ha kora valóban nori, mint ahogy azt JÁMBOR (1959) és CSONTOS (1988) állítják, akkor a Kisfennsíki Mészkőnek ez a feltárása a mészkőösszlet fiatalabb rétegeit képezi, ez esetben elképzelhető, hogy a Kisfennsíki Mészkő felnyúlik a noriba. Azonban a Kisfennsíki Mészkő nagyrészének kora ekkor is karni. Vizsgálataink alapján a Kisfennsíki Mészkőnek csak a karni korát látjuk bizonyítottnak.

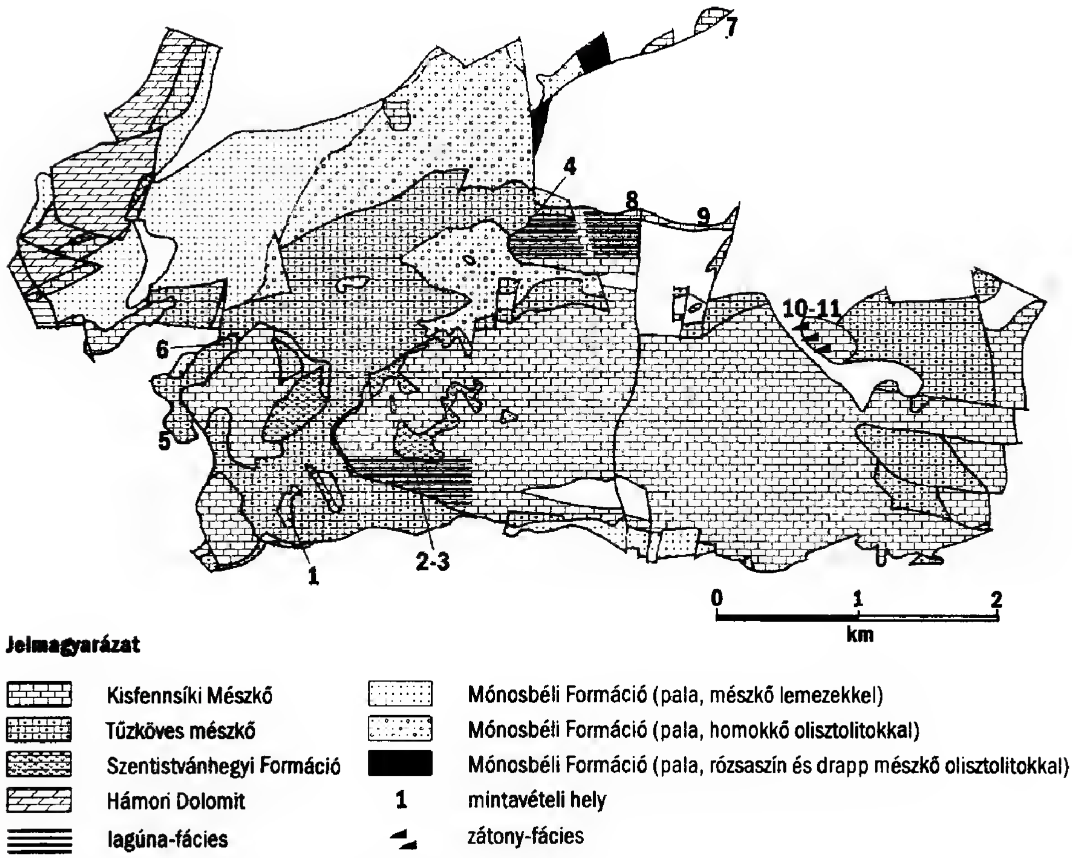
Fácies (3. ábra):

Lagúna fácies a Kisfennsíki Mészkő DNY-i (Válint kereszt) és É-i részén (Hideg-kút laposa, Mahócai kőfejtő) található. A platformot szegélyező zátonyt csak a Kisfennsíki Mészkő ÉNY-i részén (Galya-tető Ény-i elvégződése) sikerült bizonyítani.

Metamorfózis:

A mészkő metamorf foka lelőhelyenként eltér. A Válint keresztnél, a Hideg-kút laposán és a Mahócai kőfejtőben nincs metamorfózisra utaló jel, a Farkasgödri kisvasút bevágásánál, és a Galya-kapunál viszont már olyan fokú átalakulás érte a kőzeteket, hogy az ősmaradványok belső szerkezete megsemmisült. A Sólyom-kőnél, az Örvény-kőnél, és a Sáros-völgyben a metamorfózis még erősebb, ezeken a helyeken az átkristályosodás mértéke olyan fokú, hogy a kőzet eredeti szövetéből már semmi sem látszik.

Mivel vizsgálataink alapján csak a kőzet karni korát sikerült bizonyítani, metamorf foka pedig helyenként eltér megkérdőjelezhető a Kisfennsíki Mészkő takaró volta is. A legújabb sztratigráfiai eredmények (karni) ismeretében szerkezetföldtani vizsgálatoknak kellene tisztázni, hogy a Kisfennsíki Mészkő valóban takaró-e.



3. *ábra.* A Kisfennsíki Mészkő fáciesei

Fig. 3. Facies of the Kisfennsík Limestone. Legend: 1 Kisfennsík Limestone Formation, 2 cherty limestone, 3 Szentistvánhegy Metaandesite Formation, 4 Hámor Dolomite Formation, 5 lagoon, 6 Mónosbél Formation, Jurassic (shale with limestone plates), 7 Mónosbél Formation, Jurassic (shale with sandstone olistoliths), 8 Mónosbél Formation, Jurassic, (shale with pink and beige limestone olistoliths), 9 sampling site, 10 reef

Köszönetnyilvánítás

A vizsgálatok anyagi hátterét a T. 26634 számú OTKA pályázatból fedeztük, amit ezúton is köszönünk. LESS Györgynek és PÉRÓ Csabának a minták begyűjtésénél nyújtott segítségért mondunk köszönetet. A fényképek minősége PELLÉRDY Lászlóné szaktudását dícsérik. Köszönjük a lektorok: HAAS János és SZENTE István kritikai megjegyzéseit.

Irodalom – References

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. – *MÁFI Évkönyv,* **48/2**, 245–553.

BALOGH, K. 1978: Kisfennsík (Calcaire de....: Kisfennsíki mészkő) – *Lexique Stratigraphique International,* **1**, **9**, Hongrie, 273 p. Paris

CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes internes: la massif du Bükk (Nord-Est de la Hongrie) (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). –Thése de Doctorat, Univ. de Lille, 327 p.

FLÜGEL, E. 1982: Microfacies Analysis of Limestones. 633 p. Springer, Berlin Heidelberg New York.

FLÜGEL, E., VELLEDITS, F., SENOWBARI-DARYAN, B &, RIEDEL, P. 1992: Rifforganismen aus "Wettersteinkalken" (karn?) des Bükk-Gebirges, Ungarn. – *Geol. Paläont. Mitt.*, **18**, 35–62. Innsbruck

JÁMBOR Á. 1959: A bükkhegységi Kisfennsík földtani újravizsgálata. – *MÁFI Évi Jel.* **1955–56**-*ról*, 101–122.

LESS Gy. 1990: Az ÉK-i Bükk fedetlen földtani térképe. (a 209-31 sz. 25 000-es és az M-34-138-C-b-3 jelű 10 000-es lap területe) – Kézirat.

PELIKÁN P. 1993: Kisfennsíki Mészkő Formáció. – In: HAAS J. (szerk.): Magyarország Litosztratigráfiai Alapegységei Triász, 136–137. Budapest, MÁFI kiadvány.

SCHRÉTER Z. 1917: Pereces és Sajószentpéter környékének földtani viszonyai – *Föld. Int. Évi Jel.* **1916**-*ról*, 329–341.

SCHRÉTER Z. 1943: A Bükk hegység geológiája. – *Beszámoló a m. kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munk.* **5**,**7**, 378–411.

SCOFFIN, T.P . 1987: An Introduction to Sediments and Rocks. 274 p. Blackie, Glasgow and London.

VELLEDITS F. 1998: A Bükki középső és felső triász rétegtani korrelációja és fejlődéstörténeti elemzése. – PhD. Értekezés. 122 p.

VELLEDITS, F. & PÉRÓ, Cs. 1987: The Southern Bükk (northern Hungary) Triassic revisited: The Bervavölgy Limestone. – *Annales Univ. Sci. Budapest., Sec. Geol.* **27**, 17–64, Budapest.

WILSON, J. L. 1975: Carbonate Facies in Geologic History. Springer, New York. 471 p.

A kézirat beérkezett: 1999. 03. 01.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

Válint kereszti kutatóárok, Hideg-kút laposa, ÉNY-i gerinc
Válint kereszt Trench, Hideg-kút laposa, NW ridge

1. *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) N=70x
2. *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) N=70x
3. *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN N=40x
4. Peloidos grainstone. Minden szemcsén mikrites kéreg figyelhető meg, ami algák és gombák mikrofúró tevékenységére vezethető vissza. Ezek az élőlények savat választanak ki, és a karbonátszemcsék peremén 1–15 µm átmérőjű lyukat fúrnak. Elpusztulásuk után az üregben finom $CaCO_3$ kristályok halmozódnak fel, vagy válnak ki. Ha az átalakulás csak a szemcse szegélyét érinti, akkor mikrites kéregről, ha a szemcse egésze átalakult, akkor mikritesedett szemcséről (peloid) beszélünk. Üledékképződési környezet: plató peremi mozgó mészhomok-domb (WILSON 6. fácies). Válint kereszti kutatóárok 1/a. mikrofácies típus. N=2,5x
   Peloidal grainstone. On every grain, micritic crust can be observed, which can be traced back to the microboring activity of algae and fungi. These organisms excrete acid and bore a hole of 1–15 µm in diameter on the margins of the carbonate grains. After their destruction, fine $CaCO_3$ crystals accumulate or precipitate in the pores. If the transformation concerns only the margin of the grain, we speak about micritic crust, if the whole grain is transformed, we speak about micritized grain (peloid). Sedimentary environment: moving calcareous sand dune on plateau margin (Wilson 6th facies). Válint kereszt Trench, microfacies type 1/a N=2.5x
5. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK N=30x

II. tábla – Plate II

Hideg-kút laposa, ÉNY-i gerinc – *Hideg-kút laposa, NW ridge*

1. *Physoporella heraki* BYSTRICKY N=40
2. Az egyenletes szegélycementet sztalaktitos cement (pendant droplet) követi. Az üledék diagenezise a freatikus övben kezdődött, később a vadózus övben folytatódott. N=28x
   The steady margin cement is followed by stalactitic cement (pendant droplet). The diagenesis of the sediment began in the phreatic zone, then continued in the vadose zone. N=28x
3. Gastropodás wackestone. Mikrites alapanyagban több típusú csigametszet látható, néhány csigavázban libellaszerű kitöltés figyelhető meg. Hideg-kút laposa, ÉNy-i gerinc 1. mikrofácies típus. N=3x
   Gastropod-bearing wackestone. In micritic matrix, gastropod sections of several types can be seen, in certain gastropod shells bubble-like infilling can be observed. Hideg-kút laposa, NW ridge, microfacies type 1. N=3x
4. *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN N=70x
5. *Earlandinita* sp. N=70x

III. tábla – Plate III

Mahóca – *Mahóca*

1. Csigametszet mikrites alapanyagban. A csigaváz kinagyított részlete a III/3. fényképen látható. Mahócai kőfejtő 1a típus. N=3,5x
   Gastropod section in micritic matrix. Magnified part of the gastropod shell can be seen on Photo III/3. Mahóca Quarry, type 1a N=3,5x
2. *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN N=70x
3. A csigaváz (III/1. kép) kinagyított részlete. A kioldott csigaváz helyén ostracoda-metszetek láthatók. A diaganezis során a mésziszap szárazra került, édesvíz hatására a csiga aragonitos váza kioldódott, és a visszamaradt üregbe (moldic pore) ostracodás mésziszap szivárgott be, ami később átkristályosodott. Az ostracodás mésziszap az árapály övi

síkságon létrejött pocsolyák jellegzetes üledéke. N=40x
Magnified part of the gastropod shell (Photo III/1). In the place of the gastropod shell, ostracode sections can be seen. During the diagenesis, due to the influence of freshwater the aragonitic shell of the gastropod was dissolved; into the moldic pore ostracode-bearing lime mud infiltrated and later it was recrystallized. The ostracode-bearing lime mud is a characteristic sediment of the ponds, which came into being on the tidal flat. N=40x

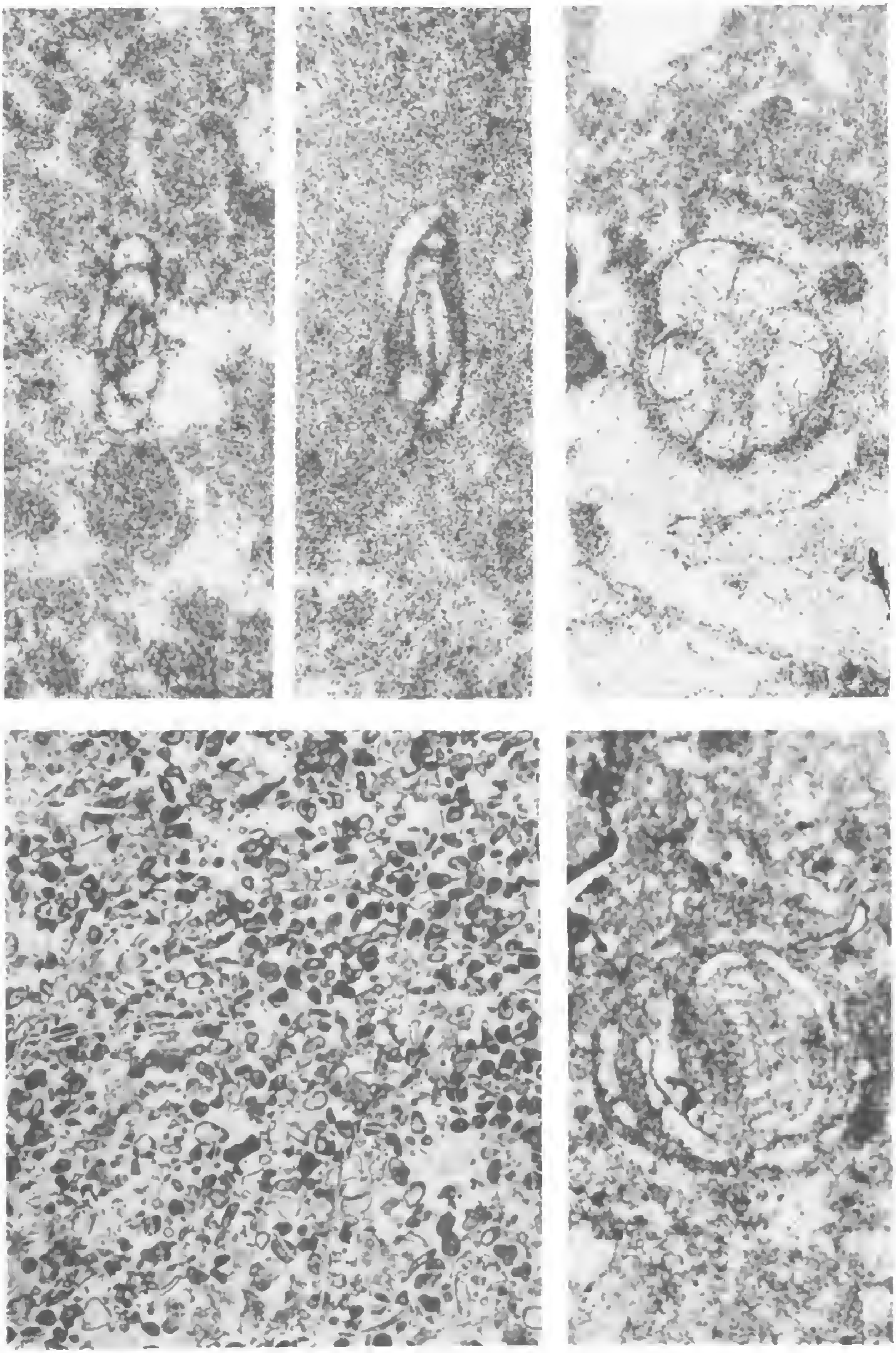
4. *Endothyranella tricamerata* SALAJ N=70x
5. Az ostracodás mésziszap az utólag keletkezett oldási üregeket tölt ki. A subtidális környezetben leülepedett mésziszap a diagenezis során kiemelkedett, az édesvíz oldó hatására üregek jöttek létre, melyeket az árapály övi síkság pocsolyáinak üledéke, az ostracodás mésziszap tölt ki. N=20x
The ostracode-bearing lime mud fills in the subsequently formed dissolution pores. The lime mud, which settled in subtidal environment, emerged during the diagenesis and under the dissolving influence of freshwater pores came into being, which are filled in by the sediment of the ponds of the tidal flat, the ostracode-bearing lime mud. N=20x
6. *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) N=70x
7. *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN N=70x

IV. tábla – Plate IV

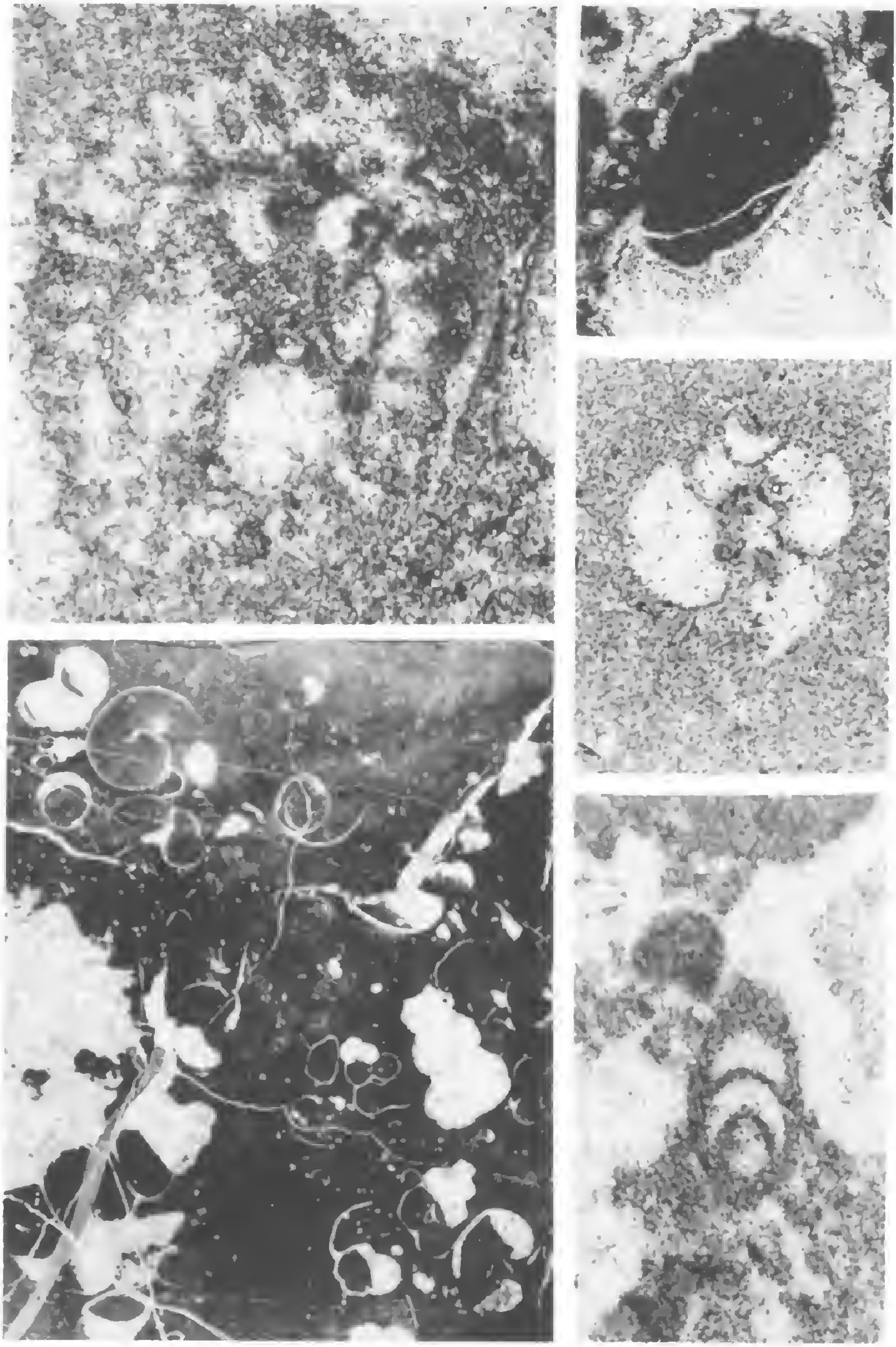
Mahóca – *Mahóca*

1. *Variostoma acutoangulata* KRISTAN-TOLLMANN N=70x
2. *Griphoporella* sp. N=40x
3. Packstone, mikrites szegélyű (micritic envelope) szemcsékkel. Sekélyebb vízben, a fonalas algák és gombák fúró tevékenységének következtében mikrites kérgek jöttek létre. A szemcsék áthalmozódtak egy kisebb energiájú mikrites közegbe. A bekérgezett szemcsék közepéről a mészanyag kioldódott, és csak a szerves anyagban gazdag külső kéreg őrizte meg a szemcse eredeti alakját. A szemcse belsejét később durvakristályos pát töltötte ki. A kép közepén *Ammobaculites* sp. N=28x
Packstone, with grains of micritic envelope. In shallower water, micritic crusts came into being due to the boring activity of filamentous algae and fungi. The grains were resedimented into a micritic substance of smaller energy.. The calcareous material was dissolved from the centre of the encrusted grains, and only the outer crust of high organic content preserved the original shape of the grain. Later, inner part of the grain was infilled by coarse-grained spar. In the middle of the Photo, Ammobaculites sp. can be seen. N=28x
4. *Poikiloporella duplicata* PIA N=40x

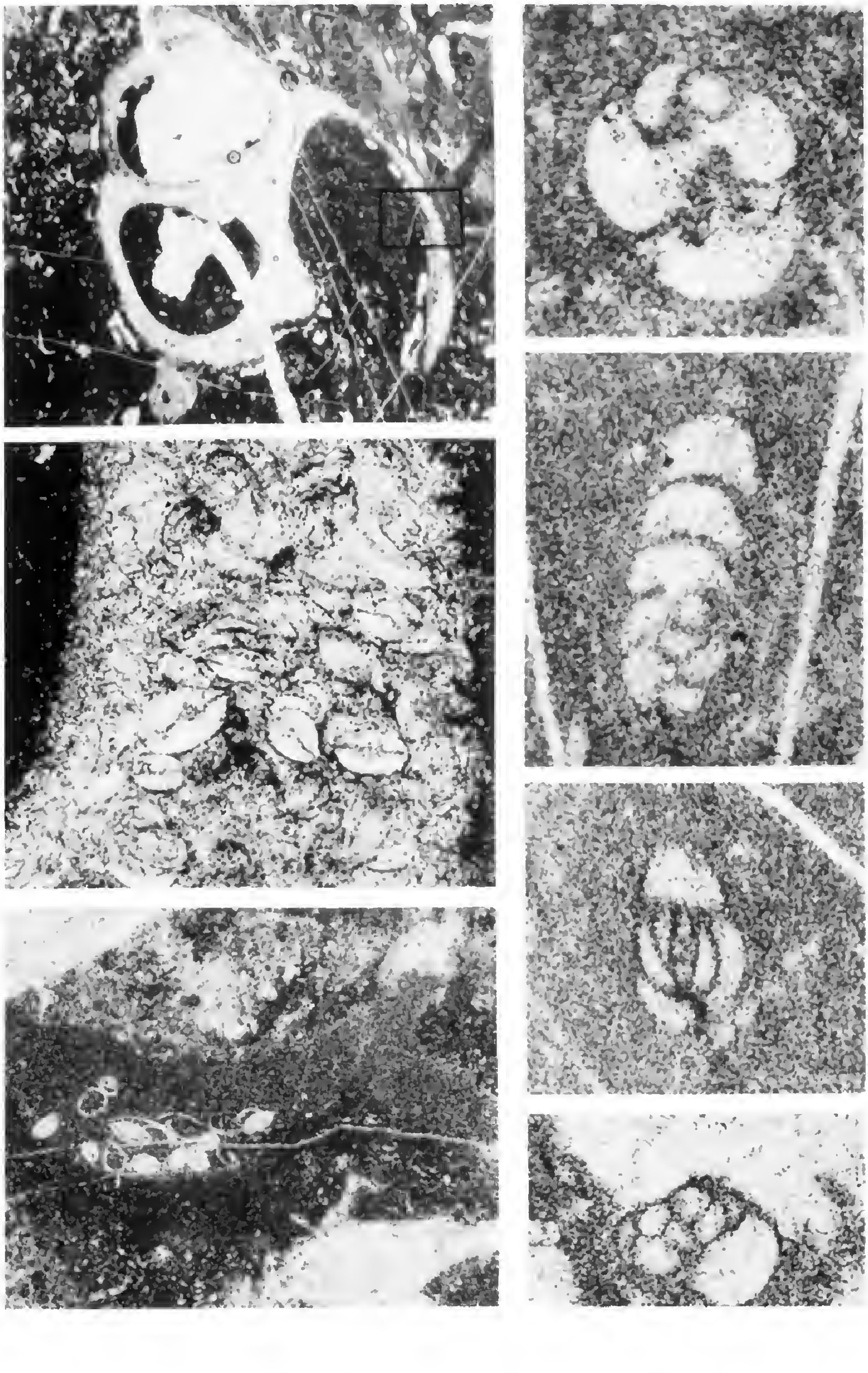
I. tábla – Plate I



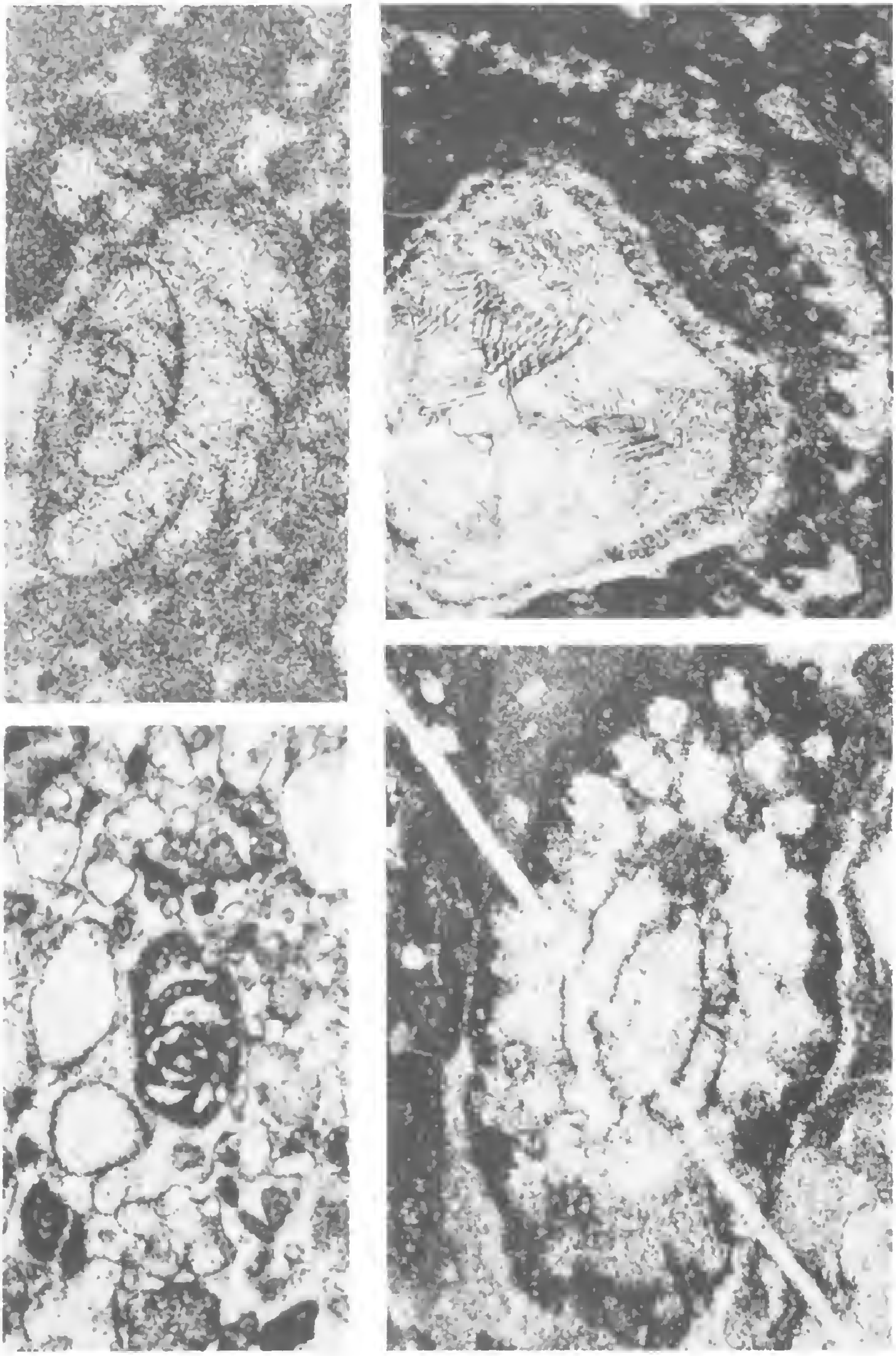
II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III



IV. tábla – Plate IV



Földtani Közlöny 129/4, 593–609 (1999) Budapest

A Felsőtárkány-7. fúrás (Bükk hg.) és környezetének triász–jura képződményei

Triassic and Jurassic formations of the area of borehole Felsőtárkány-7 (Bükk Mts, N Hungary)

PELIKÁN Pál[1]

(4 ábra)

Key words:: Upper Triassic, Jurassic, stratigraphy, borehole Felsőtárkány-7, Bükk Mts, Hungary

Tárgyszavak: felső-triász rétegek, jura, rétegtan, Felsőtárkány-7. fúrás, Bükk hegység, Magyarország

Summary

The limestone of the Várhegy of Felsőtárkány (W Bükk Mountains, N Hungary) was regarded by Z. SCHRÉTER – the first to survey this region – as being of Mesozoic (possibly of Upper Triassic) age, while he believed the main mass of the Bükk Mts to be Paleozoic (SCHRÉTER 1913). His second survey (SCHRÉTER 1935) gave rise to the idea of a supposedly overturned sequence of beds facing to north. This series is composed of Carboniferous shale, Lower Triassic siliceous shale and cherty limestone (which, according to its fossil record, represents the Wengen beds) and finally, it is closed by dolomite overlying the former rock.

In 1954 T. KILÉNYI assigned the whole sequence to the Middle Triassic; moreover, he added to it the description of a brecciated horizon lying between the cherty limestone and the dolomite.

In 1982 A. BÉRCZI-MAKK, by determining the foraminifers of dolomite samples taken in the Felsőtárkány quarry, proved of the Anisian age of the rock (verbal information). Thus the normal position of the sequence building of the Várhegy was also evidence: – it faces to the south. With the aim of investigating this Mesozoic sequence we had the borehole Ft-7 drilled. Altough the drilling was to be terminated at 300 m, due to technical difficulties it was finished at a depth of 231.2 m; thus the Anisian dolomite was not hit.

Under 6 m of unconsolidated Quaternary talus, the drilling reached the Upper Triassic cherty limestone which was intercalated with lenses of marl. It advanced in this rock to 172.2 m. This lithology is a wackestone, having a microsparitic texture and containing spicules, roveacrinides and globochaetas. The siliceous material of the chert was freed from the spicules by their calcification. At the top of this formation some radiolarians can also be seen. The lenticular intercalations of marl contain biogenetic calcite grains; some of these can be identified as Crinoid fragments. From 156.0 m downwards the lower part of this unit is partially dolomitized.

In the interval of 172.2–231.2 m the drilling intersected a volcano-sedimentary series which up until now had not been recorded. At a depth of 183.9 m sandstone was reached and it consisted of resedimented detritus of acid volcanites with some interbeddings of siltstone and radiolarite. From 183.9 to 198.6 m a series composed of laminite-type alternation of dark gray limestone and black marl was cut. This formation of the lithological column is underlain by rhyolitic and rhyodacitic ignimbrites intersected to 221.3 m. Downwards from this point the drilling advanced through a complex system built up of sections of pyroclastic fragments alternating with those of limestone until the final depht of 231.2 m.

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

According to Conodont investigations the cherty limestone is of Carnian and Norian age. The radiolarite can be dated from the Middle Ladinian, representing the boundary of the Fassaian–Longobardian substages.

This sequence evidences the following history of sedimentation. The onset of the Ladinian volcanism broke the continuity of the carbonate platform-type evolution. This began in the Anisian by giving rise to terrestrial and shallow marine environments. In the middle part of the Ladinian stage the swift subsidence of the region formed a basin, receiving the weathered material of volcanic rocks exposed on surrounding higher areas. The sedimentary environment was a favourable one for the radiolarians. The subsidence of the area went on continously during the Late Triassic age causing the periodically recurrent gravitational slide of the lime ooze the accumalation of semi-consolidated marly sediment on the slopes of the deepening basin. Structures of lenticular tearing-up and breccia-like agglomerations of lithologies were formed in this manner.

During the geological mapping of the area we found the rocks of the drilled-through sequence exposed on the surface as well. Thus the stratigraphy and the structure of the area could be cleared up. The sequence of these rocks have been folded into an anticlinal system with the Anisian Hámor Dolomite at its core.

In the SE flank of this anticline the sequence dealt with above is covered by a volcano-sedimentary complex as yet (not determined as a lithostratigraphical Formation), and Upper Triassic Felsőtárkány Limestone (i.e. the cherty limestone) overlyies the former. On the surface cutting the Triassic beds lies the radiolarite of the Callovian-Oxfordian Bányahegy Formation. The Mesozoic is closed here by the terrigenous turbidite of the Lökvölgy Formation.

The NW flank of this anticlinal becam almost entirely eroded: it can be reconstructed some isolated remains only.

Manuscript received: 08 12 1998

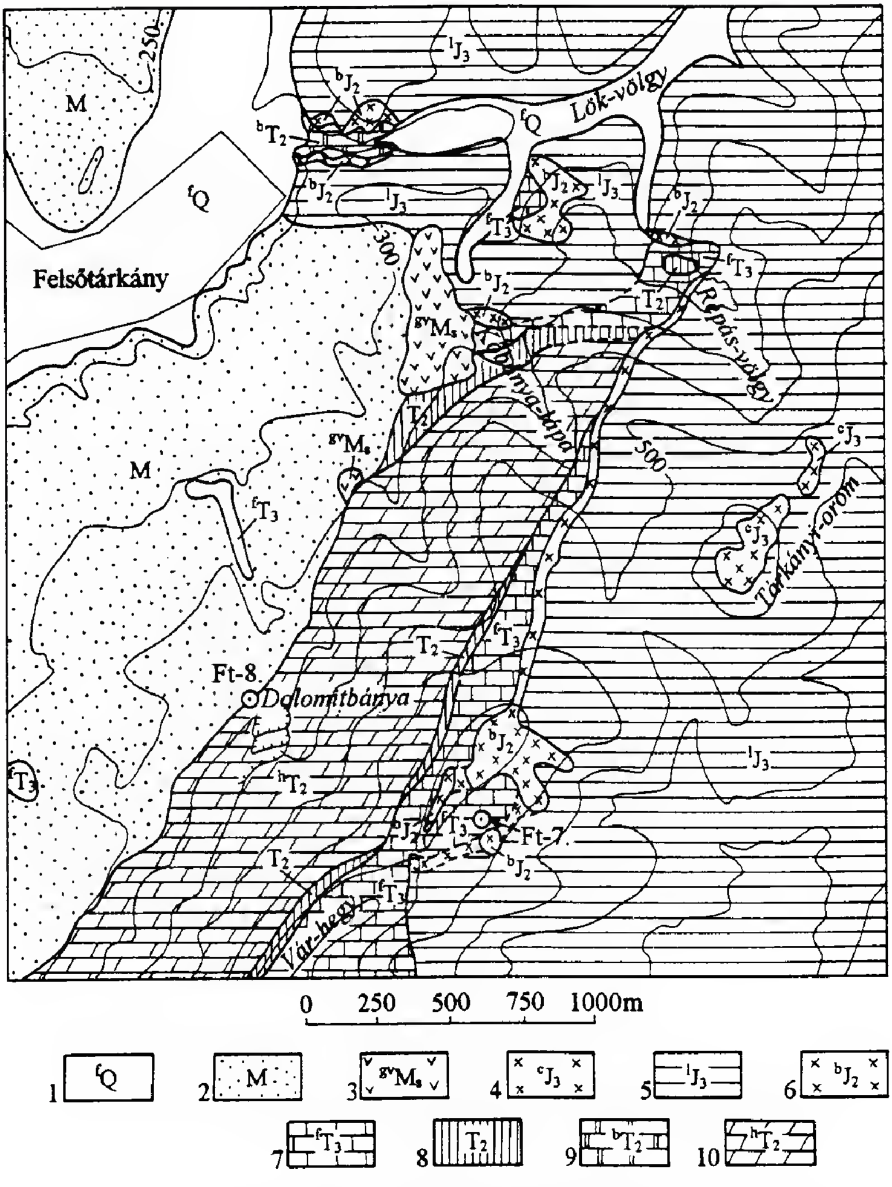
Összefoglalás

A felsőtárkányi Várhegy környékének földtani ismeretessége fokozatosan bővült az elmúlt évtizedek során. SCHRÉTER Z. rétegtani-szerkezeti modelljét KILÉNYI T. fejlesztette tovább. A Felsőtárkánytól D-re levő dolomitelőfordulás anisusi korának és rétegsorbeli helyzetének meghatározása után mélyíttettük le a Felsőtárkány-7. fúrást a Várhegy keleti gerincén. A fúrás 6 m vastag lejtőtörmelék alatt medence-lejtő fáciesű, késő-triász korú szaruköves mészkőbe jutott, amelyben 172,2 m-ig haladt. Ezalatt a felszínen korábban ismeretlen vulkáni-üledékes rétegösszletet tárt fel, amelyben 231,2 m-ben (műszaki okok miatt) leállt, az anisusi dolomitot nem érve el. Radiolaria meghatározások alapján a kőzetegyüttes ladin korúnak bizonyult. A terület részletes földtani térképezése és a fúrás feldolgozása alapján kidolgoztuk a földtani fejlődésmenet modelljét.

Bevezetés

A felsőtárkányi Várhegy (*1. ábra*) mészkövét SCHRÉTER Z. már az 1912-es térképezése során – miközben a hegység zömét a paleozoikumba sorolta – mezozoos (késő-triász?) korúnak vette (SCHRÉTER 1913). Valamelyest részletesebb tagolást adott a második felvételezése után (SCHRÉTER 1935). D-ről É felé fiatalodó, átbuktatott helyzetűnek vélt rétegsorát karbon agyagpala, alsó-triász kovapala, kövületanyag alapján wengeni rétegekkel egyező szaruköves mészkő és efölé következő dolomit alkotja.

KILÉNYI (1954) részletes bejárással újratérképezte a területet. A képződménysort a középső-triászba helyezte és egy taggal, a szaruköves mészkő és a dolomit között kirajzolt breccsás mészkő szinttel bővítette. Az Oltár-hegy (Várhegy Ny-i



1. ábra. A Várhegytől ÉK-re eső terület földtani térképe. Jelmagyarázat: 1. Alluvium; 2. Miocén üledékek; 3. Galgavölgyi Riolitufa; 4. Csipkéstetői Radiolarit; 5. Lökvölgyi Formáció; 6. Bányahegyi Radiolarit; 7. Felsőtárkányi Mészkő; 8. Vulkanit-radiolarit-lemezes mészkő (összevontan); 9. Bervai Mészkő; 10. Hámori Dolomit

Fig. 1. Geological map of the region lying NE of the Várhegy. Legend: 1 Alluvium; 2 Miocene sediments; 3 Galgavölgy Rhyolite Tuff (Miocene); 4 Csipkéstető Radiolarite; 5 Lökvölgy Shale; 6 Bányahegy Radiolarite (4–6 Jurassic), 7 Felsőtárkány Limestone (Upper Triassic); 8 Volcanites, radiolarite and laminar (platy) limestone (indicates as a unit); 9 Berva Limestone; 10 Hámor Dolomite (7-10 Middle Triassic)

gerince) lejtőjén talált mállott diabáztörmeléknek – a dolomitban szokásos betelepülésnek vélvén – nem tulajdonított jelentőséget. Rétegsora szintén D-ről É felé fiatalodó, de hogy a leírt szerkezet (átbuktatott redő fekvő szárnya) és a szelvényeken ábrázolt helyzet (álló antiklinális déli szárnya) közti ellentmondás feloldható legyen, minden képződményhatárra feltolódást rajzolt. Ilyen feltolódás következményének tekintette a breccsás mészkőszintet, ami szerinte átkristályosodott dörzsbreccsa. Ebbeli vélekedésében megerősítette az az észlelete is, hogy a szaruköves mészkő néhol hiányzik, a kovapala közvetlenül (ill. az előbbi breccsán keresztül) érintkezik a dolomittal.

Ezt a breccsaszintet értelmezte CSONTOS (in CSONTOS et al. 1991) – már az Ft-7. fúrás rétegsorának ismeretében – függőleges felület menti vízszintes eltolódás termékeként (megjegyzendő, hogy a szelvényrajzon a fúrás nem a valós helyén van).

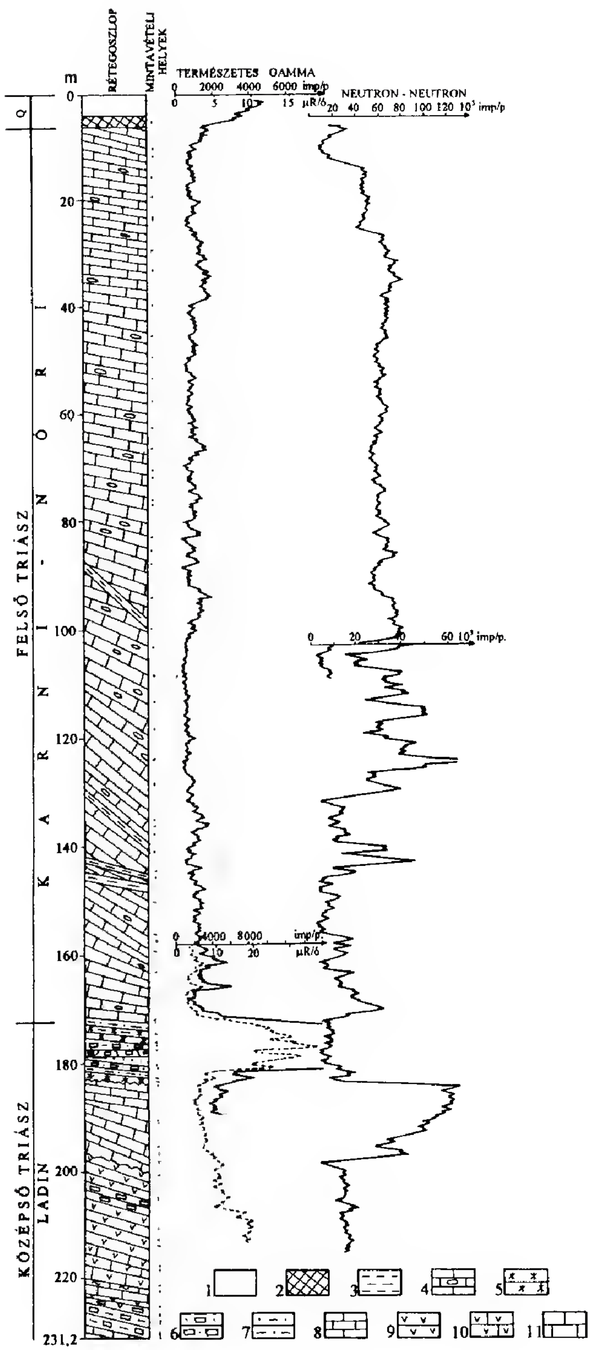
Jelentős előrelépés volt a rétegsor tényleges helyzetének megismerésében, amikor 1982-ben a felsőtárkányi dolomitbányából gyűjtött mintasorozatból BÉRCZINÉ MAKK A. anisusi kort jelző foraminiferaegyüttest határozott meg (*Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIČ, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Earlandia tintinniformis* (MISIK), *Glomospira* sp., *Earlandinita* sp, szóbeli közlés), ezzel megjelenése és kora alapján a kőzet a korábban csak az Északi-Bükkből ismert Hámori Dolomittal vált azonosíthatóvá. Ugyanakkor valószínűsíthető volt, hogy a hegygerincen, a szaruköves mészkő fölött települő radiolarit (kovapala) ugyanúgy jura korú, mint a Déli-Bükk néhány pontján akkor már bizonyítottan.

Mindezen ismeretek alapján tűztük ki a Felsőtárkány-7. fúrást.

A fúrás története

A fúrás a felsőtárkányi Várhegy keleti gerincén mélyült 1984-ben, az Országos Alapszelvény Program keretében. Koordinátái: Y=604 310,22 X=553 788,94 (St.) Z=+568,13 (Bf.). Célja a Várhegy mezozoos rétegsorának megismerése volt. Az eredetileg kitűzött helytől természetvédelmi és fúrásműszaki okok miatt kb. 150 m-rel délebbre, radiolarittörmelékes területen állt fel. A 300 m-es tervezett talpmélységet nem érte el, 231,2 m-ben elszerencsétlenedett. 6 m vastag törmelék alatt közvetlenül a felső-triász mészkőbe jutott (ismételt figyelmeztetés, hogy a Bükk-hegységben a felszínen látható törmelék esetenként semmilyen kapcsolatban sincs az alatta levő képződményekkel), melyben 172,2 m-ig haladt. Ez alatt a felszínen korábban ismeretlen vulkáni törmelékes-üledékes rétegsort tárt fel, mely a vizsgálatok során ladin korúnak bizonyult (*2. ábra*). A Várhegy északi lejtőjén nagy vastagságban felszínen lévő anisusi dolomitot nem érte el.

A fúrási tevékenységet a természetvédelmi okokból előírt tisztavizes öblítés miatt állandó utánhullás és 100%-os öblítőfolyadékveszteség nehezítette. Mindezek ellenére a magkihozatal és a magállapot (néhány rövid teljes maghiányos szakasztól eltekintve) jó volt. A rétegsor leírását és anyagvizsgálatokkal kibővített értékelését PELIKÁN Pál (1987) készítette.



2. *ábra*. A Felsőtárkány 7. fúrás szelvénye. Jelmagyarázat a rétegoszlophoz: 1. Teljes szelvény; 2. Radiolaritbreccsa (negyedidőszak); 3. Agyagos-homokos hasadékkitöltés (harmadidőszak); 4. Szarukőves mészkő márgalencsékkel; 5. Fekete radiolarit; 6. Vulkanoklasztit-homokkő; 7. Agyagos aleurolit; 8. Fekete mészkő-márga laminit; 9. Összesült savanyú tufa; 10. Karbonátosodott savanyú tufa; 11. Sötét- és világosszürke foltos mészkő. A méterbeosztás és a mintavételi helyek a rétegoszlop tengelyére vonatkoznak

Fig. 2. Lithological column of the borehole Felsőtárkány-7. Legend of the lithological column: 1 Full face drilling; 2 Radiolarite breccia (Quaternary); 3 Clayey and sandy fissure filling (Tertiary); 4 Cherty limestone intercalated by lenticular bodies of marl (Late Triassic); 5 Black radiolarite; 6 Volcanoclastic sandstone; 7 Clayey siltstone; 8 Black laminite of limestone and marl; 9 Welded acid tuff; 10 Carbonatized acid tuff; 11 Dark- and light grey mottled limestone (5–11. Middle Triassic). The metric scale and the sampling spots are related to the axis of the column

A rétegsor értékelése

A 0,0–4,0 m közötti, teljes szelvénnyel fúrt szakaszban a furadékminták alapján a vörösbarna, talajosodott agyag 1 m-ig tartott, ezalatt aleurolitpala-törmelékes világosbarna agyag volt.

A felszíni előfordulások alapján várt vörösbarna radiolarit csupán cementált breccsa formájában jelentkezett 6,0 m-ig, valószínűleg ez is a negyedkori lejtőtörmelék része.

Ezalatt, 6,0–172,2 m között intraself medencefáciesű, mészmárga-betelepüléses, szaruköves mészkő található. A mésziszap képződési és felhalmozódási körülményeire utal, hogy filamentumos, roveacrinidás, globochetás biofáciesében a radiolariák alárendeltek, ugyanakkor helyenként sok a kovaszivacstű-töredék. Instabil medencealjzatot, méginkább – lejtőt jelez, hogy az üledék féligplasztikus állapotban feltöredezett és összekeveredett.

A kőzet a szín és a szövet alapján három altípusra bontható.

6,0–92,6 m között világosszürke és szürke szín váltakozik. A szürke szarukőlencsék és a világos szürkészöld, mállottan sárgásbarna mészmárga betelepülések megjelenésében rendszeresség nem mutatkozik.

A mészkő kagylós-szilánkos törésű, afanitos, ritkán hajszálkalciterekkel szeldelt. Wackestone mikrofáciesű, átkristályosodott, filamentumos, roveacrinidás mikropátit. A biogén töredékek mennyisége és az egyes elemek aránya mintánként változó – a már említetteken kívül szivacstűtöredékek, brachiopoda embriók, ostracoda és foraminifera töredékek, ritkán globochaeták is megjelennek. A szarukövesedés, ill. a mészkő kovásodása mindig a szivacstűtöredékes szakaszokban van, az ezt létrehozó kvarc nagy valószínűséggel a kovaszivacstűk kalcifikálódásával szabadult fel.

A mintákban megjelennek erősen korrodált, visszaoldott formájú, karbonátzárványos autigén kvarckristályok. Gyakran a biogén töredékek is korrodált pereműek, részlegesen dezaggregálódtak.

A mészkőben néha gyenge szöveti irányítottság látható, ez részint üledékes eredetű, részint a gyűrődéssel kapcsolatos.

A betelepülések kémiai összetételük alapján mészmárgának, mikroszkópi képük alapján agyagos karbonáthomokkőnek, ill. agyagos karbonátaleurolitnak írhatók le. Általában rétegzett, gyakran gyüredezett, a mészkő klasztjai közé begyúrt megjelenésű. Színe eredetileg világos szürkészöld, a repedések mentén barnássárgásra, világosbarnára mállott. Az eredeti és a mállott szín közötti határ éles.

Az alapanyag irányított szövetű karbonát-agyagásvány-mikrokvarcit szövedék, ebben uralkodó mennyiségben karbonát páttábla-töredék, alárendelten pirit, kvarcszilánk és kloritpikkely van.

A mészkő felé a határon 1 mm-t meg nem haladó vastagságú szálas kalcitér figyelhető meg.

92,6–93,0 m között fiatal tektonikus elmozdulásra utaló, kitöltött hasadék található. A hasadékban alul beiszapolódásból származó, kalcittal cementált

limonitos törmelékanyag van, felső részét szivárgó hidegvízből kivált durvakristályos kalcit tölti ki.

93,0–156,0 m közötti szakasz fáciesében és litológiai jellegeiben megegyezik a felső szakasszal, attól leginkább színében tér el. A mészkőben egyre kevesebb a világosszürke, több a szürke, sőt a sötétszürke szín is megjelenik. Az eleinte még csak halvány rózsaszínű foltosság lefelé egyre határozottabban vörössé, a szakasz alján már sötétvörössé válik. A szürkészöld mészmárga betelepülések is több helyen vörösbarnára színeződtek el.

143,9–144,5 és 146,0–147,2 m között sötétvörös agyagkő került feltárásra. Sajnos, a rossz magkihozatal miatt a közbetelepülés jellege nem állapítható meg. Röntgendiffrakciós vizsgálata szerint hematit és kaolinit tartalmú, valószínűleg fiatalabb, mint a bezáró kőzet, tercier laterites hasadékkitöltés. Színében és összetételében határozottan különbözik a 135 m mélységben feltárt homokos-agyagos hasadékkitöltéstől, melyben a törmelékanyag zöme miocén riolittufa.

156,0–172,2 m között van a harmadik altípus, felső határán folyamatos átmenet figyelhető meg az előző szakaszból. Általában sötétszürke színű, a betelepülések vörösbarnára színeződtek.

Eredeti fáciesében megegyezik a felsőbb szakaszokkal, a mészkő azonban szakaszonként változó mértékben dolomitosodott, meszes dolomittá, ill. dolomitos mészkővé alakult. Több helyen annyira átkristályosodott, hogy az eredeti szövet jórészt megsemmisült.

A mészmárga betelepülésekben a karbonáthomokot felismerhetően krinoidea töredékek alkotják.

Ezen a szakaszon egyértelműen látható, hogy a helyi üledéket jelző márgába féligkonszolidált állapotú karbonátiszap-töredékek csúsztak be.

172,2 m-től talpig, 231,2 m-ig a fúrás olyan vulkáni-üledékes kőzetegyüttest harántolt, amely korábban a felszíni környezetben ismeretlen volt. Ez a szakasz négy részre bontható.

172,2–183,9 m között főként savanyú vulkanitok (riolit, dácit) áthalmozott anyagából képződött homokkő, alárendelten agyagkő van, csaknem végig tartalmaz több-kevesebb radioláriát. A szakasz felső határa, a fölé települő mészkővel való érintkezése a rossz magkihozatal miatt nem vizsgálható.

Rendkívül éretlen üledék, a homokszemcsék zömét többé-kevésbé bontott porfíros földpátok alkotják, ezek zónás és ikerlemezes szerkezete több helyütt felismerhető.

Viszonylag kevés a porfíros kvarctöredék. Bontott biotitot és helyenként 10%-ot is elérő mennyiségű piritet figyelhetünk még meg a vékonycsiszolatokban.

Az alapanyag agyagásvány–mikrokvarcit szövedékéből áll, mennyisége sávszerűen változik, csak rövid szakaszokon válik uralkodóvá.

A kőzet üledékes eredetét a törmelékes szerkezeten és a rétegzettségen kívül a radiolariák állandó jelenléte is igazolja. Ezek a 173,5–175,9 m és a 182,3–183,9 m közti szakaszokon kőzetalkotó mennyiségben lépnek fel. A radiolaritok alapanyaga 5 μm szemcseméretű mikrokvarcit. A földpáttöredékekből álló ho-

mokkő felé az átmenet mindig folyamatos, sőt ebből vékony közbetelepülések a radiolaritban is megfigyelhetők.

183,9–198,6 m között sötétszürke mészkő és fekete márga laminit-jellegű váltakozásából felépülő kőzet van (*3. ábra*). A mészlemezek vastagsága a szakasz tetején 1–5 mm, lefelé egyre vastagodnak, az alsó részen már 2–20 mm közt váltakoznak. Ugyanilyen a márga közbetelepülések jellege is, a fent még 1 mm vastag rétegek lefelé 5 mm vastagságig növekednek. A vastagabb rétegek belsejében is megfigyelhető finomsávozottság. A réteglapok kissé sztilolitosodtak. A mészkő mudstone mikrofáciesű átkristályosodott pátit és pátos mikropátit, benne szórtan karbonát páttábla-töredékek, kvarcszilánkok láthatók. Ritkán pelletszerű és alaktalan mikritcsomók jelennek meg, ezek néha rétegszerűen dúsulnak, wackestone–packstone mikrofáciesű rétegeket hozva létre.



3. ábra. 183,9–184,1 m, a laminit breccsásan feltöredezett teteje és a radioláriás szakasszal való érintkezése (a ládaperem beosztása 10 cm-es)

Fig. 3. 183.9–184.1 m, breccia like appearance of the broken-up upper level of the laminite and its contact with the overlying radiolarite (scale indicated on the sample-case shows 10 cm intervals)

A makroszkóposan márgakinézetű lemezek vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján meszes–agyagos aleurolitnak írhatók le. Agyagásvány–mikrit szövedékből álló alapanyagban sávonként változó mennyiségű karbonát páttábla-töredék és kvarcszilánk látható. Egyes sávokban viszonylag sok csillámpikkely van. A kőzet fekete színét finom eloszlású szervesanyag és pirit okozza.

A szakaszban néhány helyen iszapmozgásra utaló jelenségek is láthatók. Ezek néhány laminára kiterjedő feltöredezések és olyan mikrovetők, ahol az 1–2 cm-es elmozdulásra a rétegek plasztikus lehajlással válaszolnak.

A 198,6–221,3 m közti szakaszt főként riodácit-riolit ignimbrit építi fel. Tetején (200,1 m-ig) hidrolitikusan bontott és részben átülepített szakasz van (4. *ábra*). 204,0–207,0 m közt vulkáni homokkő, homokos tufit található (víz alatt, hideg állapotban átülepített anyag).



4. *ábra*. 199,4–199,7 m, átülepített vulkáni finomtörmelék az ignimbrites szakasz fölött (a ládaperem beosztása 10 cm-es)

Fig. 4. 199.4–199.7 m, resedimented fine detritus of volcanites overlying the ignimbrite complex (scale indicated on the sample-case shows 10 cm intervals)

A kőzet fluidális szövetű. Az erősen összesült részletekben ritkán különíthető el félig beolvadt horzsakőtöredék, míg a gyengébben összesült szakaszokban néhol az üvegtöredékek határvonala is kivehető. Az üvegállomány agyagásványosan–mikrokvarcitosan bontott.

Porfíros ásványai főként földpátok, kevés a visszaoldott szegélyű kvarc. A zónás-ikerlemezes, ritkábban csak ikerlemezes földpátok bontottsága mintánként erősen különbözik. Néhol szinte csak a kontúr ép, belsejük agyagásvány-karbonát halmazzá alakult, másutt csak a repedések mentén, vagy a kristályok magjában látható bontottság.

A kvarcok általában repedezettek, néhol a repedések mentén szétúsztak. Éles kontúrú, durvaszemcsés karbonáttal és kevés opak anyaggal kitöltött mandulaüregek egyenetlen eloszlásban jelennek meg.

Nagyon kevés apró (<100 μm), teljesen bontott színesásvány töredéket és hintetten 10–30 μm opak (pirit) szemcséket láthatunk még a kőzetben

217 m-től lefelé az alapanyag erősen karbonátosodott, a szöveti jellegzetességek teljesen elfedődtek. Lehetséges, hogy ezen a szakaszon a tufaanyag karbonátiszappal keveredett és valamelyest asszimilálta azt. Nagyon sok durvapát karbonátcsomót és szkarnszerűen átkristályosodott mészkőtöredéket tartalmaz.

221,3–231,2 m között vulkáni törmelékanyag és mészkő, ill. mészmárga hoszszabb szakaszokban történő váltakozása figyelhető meg.

Legfelül 60 cm vastagságú mészmárga települ, mely folyamatos átmenetet jelent a fölötte levő vulkáni kőzet felé. Ebben a szakaszban gyengén irányított szövetű, rétegzett, karbonátaleuritos márga alapanyagban rendezetlenül kvarc- és földpáttöredékek, csillámpikkelyek és szkarnra emlékeztető módon átkristályosodott mészkődarabok találhatók (néhányban bontott porfíros földpátok is előfordulnak).

Mészkő 221,9–223,5; 225,0–226,0; 231,0–231,2 m között van. A mészkő sötétszürke és világosszürke anyag foltos váltakozásából áll, a foltok szövetben is különböznek. A sötét rész wackestone mikrofáciesű filamentumos, ostracodás, márgás mikrites mikropátit; a világosabb átkristályosodott pátit, néhol ez is filamentumos. Lehetséges, hogy kétféle mésziszap keveredésének eredménye, de a részleges, foltos átkristályosodás is feltételezhető.

A vulkanoklasztit szakaszok (223,5–225,0; 226,0–231,0 m) összetétele változatos. A felső szakasz világoszöld, horzsakőtöredékes kristálytufa, tetején bontott porfíros földpátokkal és szkarnosan átkristályosodott szögletes mészkőtöredékekkel. Az alsó szakasz 227,7 m-ig világoszöld színű, itt vulkáni finomtörmelék keveredett aleuritos, márgás iszappal. 227,7 m-től lefelé vörös színűvé válik, majd alsóbb részén a törmelékanyag ismét zöld, a kötőanyag vörös. A szemcseméretek a tufitszerű agyagos aleurittól az 1 cm-es darabokból álló mikrobreccsáig változnak, néhol egyenes állású gradált elrendezésben. A durvatörmelékes szakaszokban az aleurit szögletes töredékei is megtalálhatók.

A vulkanittöredékek részint erős hematitos festődésű, talán ofitos és vitrofíros szövetű (a festődés miatt nem látszik jól) szögletes darabok, részint montmorillonitosan bontott horzsakőszilánkok. Azonkívül változó mennyiségben látható porfíros földpát, kvarc és biotit.

A kőzetek kora

A rétegsor koráról nagyon kevés infomációval rendelkezünk.

Négy pontról gyűjtöttünk mintát Conodonta vizsgálatok céljából (30,4–30,5; 87,9–88,1; 129,0–129,1; 223,3–223,5 m) A 30,4–30,5 m mintában csak fogsortöredék volt, a 129,0–129,1 m nintájában KOVÁCS S. *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF., *Metapolygnathus communisti* HAYASHI és *M. communisti* juv. *parvus*

KOZUR et MOCK fajokat határozott meg. Megállapítása szerint ez az együttes a tuval 3.b. zónára jellemző. A másik két minta üres volt. KOVÁCS S. további vizsgálatai (szóbeli közlés) a teljes karni–nori intervallum meglétét igazolták.

A foraminiferatöredékes vékonycsiszolatok közül BÉRCZINÉ MAKK a 172,2 m mintájából *Earlandia* sp. és *Turritellella* cf. *mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI alakokat határozott meg. Véleménye szerint a minta korára ladin–kora-karni jöhet számításba.

Ezek alapján a felső, tűzköves mészkő a késő-triász karni–nori korszakában képződött.

Kissé kérdéses azonban az alsó, vulkáni-törmelékes kőzetegyüttes kora DOSZTÁLY L. (in CSONTOS L. et al. 1991) a 182,9 m-ből kikerült radiolaria együttes korát ladinnak, azon belül fassai–longobárd határnak határozta meg. Mivel ez a minta csaknem a szakasz tetején van, alatta pedig (a felszíni szelvények tanúsága szerint) anisusi dolomit települ, a kőzetegyüttes kora kora-, középső-ladin.

Fejlődéstörténet

A legalsó szakasz mészköve karbonátplatformhoz kapcsolódó, 50 m-nél (vagyis a hullámbázisnál) nem mélyebb medencében képződött. A medence kialakulása és a vulkanizmus egyaránt kapcsolatban állhat a platform kezdődő széttöredezésével.

A vulkanizmus rétegvulkáni típusú, összetétele alapján riolitos-riodácitos, megjelenése szerint főként ignimbrites. A kitörések részben vízalattiak (jelzi ezt a mandulakövesedés), részben szigeteket alkotva szárazföldi térszíniek (összesülés).

A magma, áttörve a mészkövet, abból kisebb-nagyobb darabokat leszakított és részlegesen átalakított. Ezek a szkarnos jellegű töredékek változó sűrűségben jelennek meg.

A rákövetkező laminit alacsony energiaindexű, nyugodt környezetet jelöl, a vulkanizmus által létrehozott egyenetlen felszín egyik elzárt, euxin fáciesű medencéjében rakódott le. Az anyagban látható, csak néhány lemeznyi mélységű húzásos hasadékok száradási repedésekként is értelmezhetők, ebben az esetben a vízmélység egészen kicsi volt.

A terület a durvatörmelék beszállítása elől el volt zárva, a márgarétegek a bontott vulkáni anyagból kimosott és lebegve szállított agyagfrakcióból képződtek, csak ritkán sodródott be egy-egy földpát és kvarctöredék. A karbonát főként finom mésziszap eredetű, egyes vékony rétegekben a platformról lesodródott apró töredékekkel.

A környezet újabb változását látjuk 183,9 m-nél. A lezökkenésszerű, gyors süllyedést kísérő iszapmozgások következtében a laminit legfelső 20 cm-e alulról felfelé egyre erősebben feltöredezett, majd éles, egyenetlen (sztilolitosodó) határfelülettel radiolarit–közbetelepüléses radioláriás vulkanoklasztit települ rá (3. *ábra*). A kialakult mélyedésbe a sekélyebben maradt környezetből vulkáni törmelékanyag zúdúlt és keveredett a radioláriás iszappal. Az áthalmozás és nem az elsődleges tufaszórásból való származás mellett szól az is, hogy a főként

kristálytöredékekből álló, homokkő megjelenésű kőzetekben gyakran nincs, vagy alig van mátrix, a szemcséket csak kevés cementanyag ragasztja össze. A kimosott agyagfrakció az intenzív áthalmozódás közti szünetekben a durvább törmelékanyag tetejére ülepedett fokozatos, de gyors átmenettel. A 172,2–183,9 m közti szakaszon három agyagközbetelepülés figyelhető meg. Ezek felett radiolarit, vagy radioláriában gazdagabb üledék jelenik meg.

Határozott különbség mutatkozik a laminit alatti és fölötti vulkanitanyagú szakasz természetes gamma aktivitásában is. Míg az alsó részen nem éri el a 20 μR/ó-t sem, a felső szakaszban 20–40 μR/ó között ingadozik.

Az üledékgyűjtő mélységére támpontunk nincs. Nem szükséges azonban óceáni mélységet feltételezni, mert az aktív vulkáni környezet és a vízbe kerülő nagymennyiségű bontott vulkáni anyag kovaproduktivitása kedvező feltételeket teremtett a radioláriák elszaporodásához. Másrészt az intenzíven pusztuló vulkáni sziget folyamatosan lehetetlenné teszi a mészkiválasztó szervezetek megtelepedését, jelentős karbonátképződés a közvetlen környezetében nincs.

Radikális fáciesváltozás következik be 172,2 m-nél. Az instabil körülmények között, lejtőn, vagy folyamatosan süllyedő medencében felhalmozódott mésziszap klasztosan felszakadozott és a közbetelepülő mészmárga rétegekkel kissé összekeveredett.

Nagyobb vízmélységgel itt sem számolhatunk a szivacstűk jelenléte és a radioláriák gyér, inkább csak a rétegsor tetején való előfordulása miatt. Karbonátos plató viszonylagos közelségére mutatnak a sekélytengeri mészkőtöredékek és a foraminiferák, a pelágikummal való kapcsolatot filamentumok, Roveacrinidák, Globochaeták és Conodonták jelzik.

Vulkáni törmeléket nem tartalmaz, tehát a vulkanizmus már vagy megszűnt, vagy valamilyen ok (pl. tektonikus mozgások) miatt nem volt törmelékszolgáltató helyzetben a kőzetanyag keletkezése idején.

A mészkőösszlet alsó részének dolomitos átkristályosodása későbbi, epigén folyamatokhoz kapcsolódó.

A nagyon éles fáciesváltás fiatalabb tektonikus elmozdulást is sejtet, a két szakasz nem egymás közvetlen folytatása. A kérdés eldöntése nehéz, mert a fúrásban az érintkezés nem látszott. A kőzethatár egyben kiépítési határ is. A határ feletti kiépítésben (170,4–172,2 m) 90%, a határ alatti kiépítésben (172,2–173,5 m) 50% volt a magnyereség, a kikerült kőzetanyagon tektonizáltság nem látható, a rétegdőlés sem változik meg, tehát az esetleges elmozdulás nem lehet nagyméretű.

Az elfúrt szakaszban lehetett rövid üledékátmenet, de ennek keletkezése sem szükségszerű, ha a fedő mésziszap már konszolidált felületre rakódott le.

A maganyagon mérhető rétegdőlések 10°–30° közt ingadoznak, leggyakrabban 15° körüliek, csupán három rövid szakaszon haladják meg az 50°-ot.

A fúrásban több helyen észleltünk fiatal tektonikára utaló töréseket, melyek részben nyitottak, részben agyaggal kitöltöttek voltak. Korolásuk ősénytani bizonyíték hiányában szinte lehetetlen.

Az alsó, vulkáni-üledékes részben néhány tektonikusan zúzott rövid szakasz és kevés meredekállású, kalcittal kitöltött keskeny hasadék volt felismerhető.

Formációbeosztás

A Felsőtárkány-7. fúrás rétegsora két formációra tagolható. 6,0–172,2 m-ig a Felsőtárkányi Mészkő mélyfúrási típusszelvényének tekinthető. Határozott rokonság fedezhető fel a Recsk-mélyszint (a Darnó vonaltól Ny-ra levő Rm jelű) fúrások kőzetanyagával.

A 172,2–232,2 m közti szakasz litosztratigráfiailag még nem osztható be, a megfelelő egység(ek) kialakítása még nem történt meg. A radioláriás-vulkanoklasztitos kifejlődés ismeretlen a Bükk egyéb részein. A laminites szakasz megjelenésében hasonló a Vesszősi Formáció egyes részleteihez, de vastagságviszonyai és korbesorolása attól eltérő. Az alsó vulkanitos szakasz kora megegyezni látszik a Szentistvánhegyi Metaandezit Formációval, de a kőzet kemizmusa, megjelenése és vastagsága attól eltér.

A fúrás földtani környezete

Már a fúrás rétegsorának ismeretében szelvényszerű bejárásokkal a felszínen is megtaláltuk a vulkanit–radiolarit–laminit együttest, a Miklós-völgyben és a Tiba-völgyben szálban is. A rétegsor lefelé való folytatásának megismerése reményében mélyíttettük le 1991-ben a dolomitbánya kisvasúti rakodó szintjén a Felsőtárkány–8. fúrást, de az a 300 m-es talpmélységnél sem jutott ki a dolomitból.

A terület részletes újratérképezését 1998 tavaszán végeztük el a Bükk hegység földtani reambulálása keretében (*1. ábra*). Ennek legfontosabb eredményei a következőkben foglalhatók össze.

A rétegsor DNy–ÉK tengelyű antiklinálisba gyűrt, magjában a Hámori Dolomit, délkeleti szárnyában efölött a formációba még nem sorolt vulkáni-üledékes kőzetegyüttes, majd a Felsőtárkányi Mészkő, Bányahegyi Radiolarit, Lökvölgyi Pala a sorrend. Harmadidőszaki fedője eocén terresztrikummal kezdődik. Az ÉNy-i szárny a Felsőtárkányi-medence kialakulása során lekopott és miocén képződmények lefedték, csupán néhány apró kibúvás jelzi a meglétét a hegylábnál. Az antiklinális záródása jól megfigyelhető a Répás-völgy keleti oldalán, ahol a triász rétegegyüttes a jura képződménycsoport alá bukik.

A KILÉNYI által kirajzolt breccsaszint nem létezik, felső-triász szinszediment mészkőbreccsa kibúvások és üregesre oldott anisusi dolomitszikllák vonulatszerű (önkényes) összekötésével alakította ki, a valódi réteghatárokat metsző módon. Mind a mészkőbreccsa, mind az üregesre oldott dolomit előfordulása szinthez nem kötődő módon gyakori a területen.

Az Ft-7. fúrásban a szaruköves mészkő alsó részén tapasztalt dolomitosodás a felszíni előfordulásokra is jellemző, a meredek lejtőn a felső dolomit törmeléke gyakran áthúzódik az alsó (anisusi) dolomit területére is, rendkívül megnehezítve a pontos lehatárolást.

Az Ft-7. fúrás körzetében a radiolarit eróziós okokból hiányzik, a triász mészkő legteteje is lepusztult.

A kőzetekben a Lökvölgyi Pala formáció kivételével csak nagyon gyenge szöveti irányítottság látható. Ez, összhangban a fúrási mintákban mért illit kristályossági értékekkel, arra utal, hogy a Bükkben általánosságban tapasztalható anchizonális metamorfózisból ez a terület kimaradt.

Ennek ellenére itt is kimutatható a kétfázisú gyűrődés. Az első fázis terméke a már fentebb leírt antiklinális, ez a Lökvölgyi Formációban mérhető palássági dőlésekből következően dél felé ferdült. A második fázis tengelyirányai ÉÉK–DDNy-nak adódnak. Második antiklinális tengelyzóna mutatkozik a Várhegy középső csúcsán, ennek következtében az első gyűrődés tengelyei ettől K-re ÉK, míg Ny-ra DNy felé dőlnek.

A jura rétegsor itt is a triász rétegsort átvágó felületre települ, a Várhegyen még vastag felső-triász mészkő K felé fokozatosan vékonyodik, a Kőbánya-lápa és a Répás-völgy közti gerincen a radiolarit és az anisusi dolomit néhányszáz méteres szakaszon közvetlenül érintkezik, majd tovább K felé a szaruköves mészkő egyre vastagodó módon ismét jelen van (ld. 1. *ábra*).

Felderítetlen maradt a Várhegy ladin rétegegyüttese és a ladin–kora-karni korú bervai platform közötti kapcsolat. Bár Felsőtárkánytól K-re a Kő-köz (a lök-völgyi szurdok) bervai kifejlődése és a Kőbánya-lápa laminit-vulkanit előfordulása mintegy 700 m-re van egymástól, semmilyen közös elem nem látható (az érintkezést a Lökvölgyi Formáció fedi). Nem találtunk vulkanizmusra utaló nyomokat a 3–4 km-re lévő, többszáz méter vastagságban feltárt Bervai Mészkő típusterületén sem.

A megoldást talán a falutól D-re, a Dohánygyári üdülő melletti, mészkőkonglomerátum betelepüléseket tartalmazó szaruköves mészkő feltárás jelenti. A gyakran 10 cm-t is meghaladó átmérőjű mészkődarabok zöme ugyanis Bervai Mészkő jellegű.

A dolgozat az OTKA T. 19431 és T. 23880 sz. témák támogatásával készült.

Irodalom – References

CSONTOS L., DOSZTÁLY L. & PELIKÁN P. 1991: Radiolariák a Bükk-hegységből (Radiolarians from the Bükk Mts.) – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1989**. *évről*. 357–381.

KILÉNYI T. 1954: A Felsőtárkánytól K-re eső terület földtani vizsgálata (Observations géologiques au territoire à l'E de Felsőtárkány) – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1953**. *évről*, I. rész. 97–109.

PELIKÁN P. 1987: A Felsőtárkány-7. sz. fúrás földtani záródokumentációja. – Kézirat, Orsz. Földt. Geof. Adattár, MÁFI T: 14138. 1–78.

SCHRÉTER Z. 1913: Eger környékének földtani viszonyai. – *A m. kir. Földtani Intézet Évi Jelentése* **1912**-*ről*, 130–146.

SCHRÉTER Z. 1935: A Bükkhegység triászképződményei (Über die Triasbildungen des Bükk-Gebirges). – *Földtani Közlöny*, **65/1–3**, 90–105.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. Tábla – Plate I

1. 16,0 m, radioláriás biomikropátit, wackestone. N=30x
16.0 m radiolaritic, biomiocrosparitic matrix, wackestone. N=30x

2. 94,0 m, márgás mikropátit és peloidos biomikropátit keveredése. N=8x
94.0 m, mixture of marly microsparitie and peloidal biomicrosparite. N=8x

3. 163,2 m, peloidos iszaprög filamentumos, pátszemcsés mikropátitban. N=30x
163.2m, peloidal mudgrain in filamental microsparite. N= 30x

4. 172,2 m, foraminiferás, filamentumos mikropátit. N=30x
172.2 m, foraminiferal, filamental microsparite. N=30x

II. Tábla – Plate II

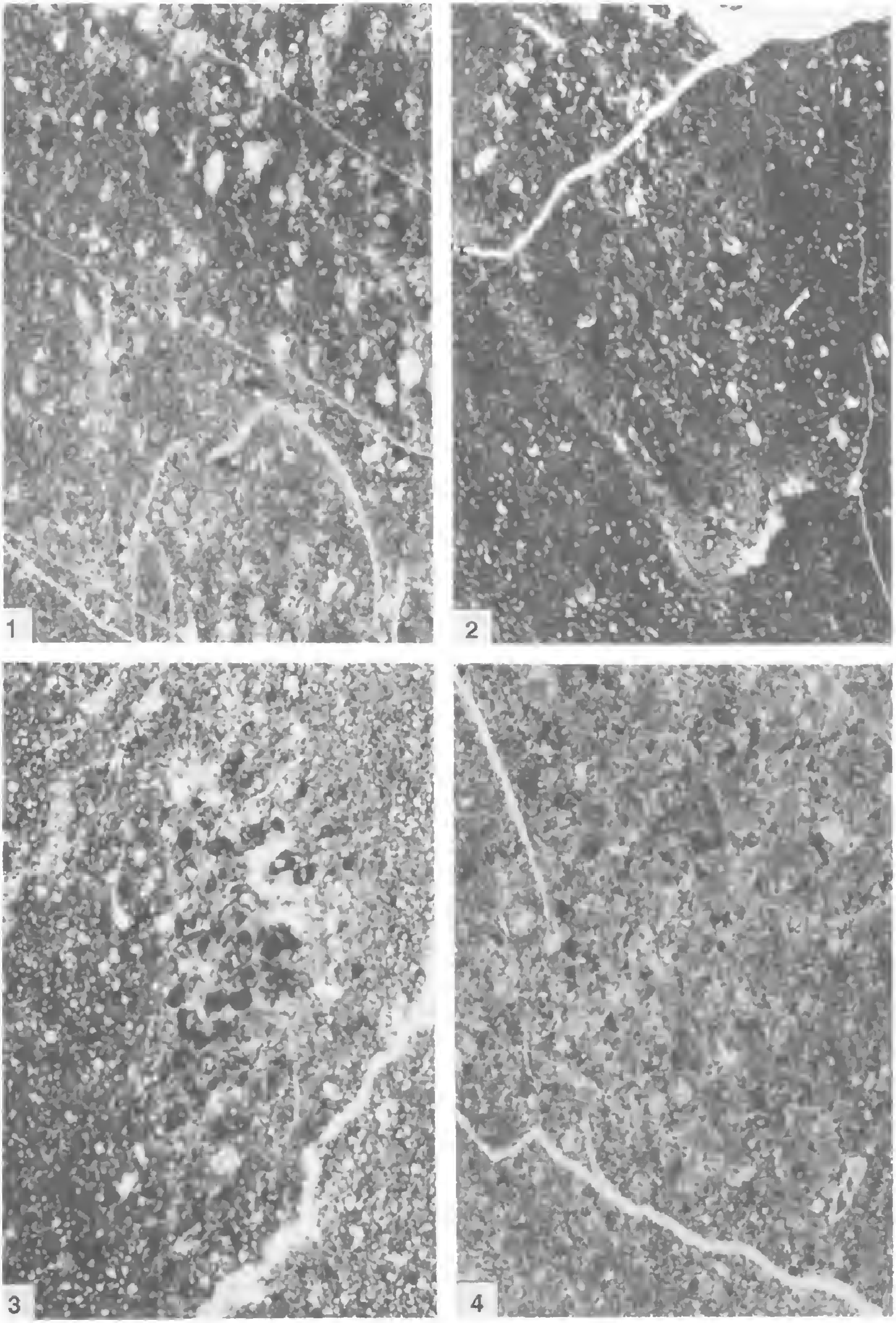
1. 196,8 m, márga és mészkő laminitszerű váltakozása. N=8x
196.8 m, alternation of marl and limestone laminites. N=8x

2. 196,8 m, részlet a II/1. képből. A sötét pöttyök kerekített mikritcsomók. N=30x
196.8 m, part of the photo II/1 The dark patches are micritic grains. N=30x

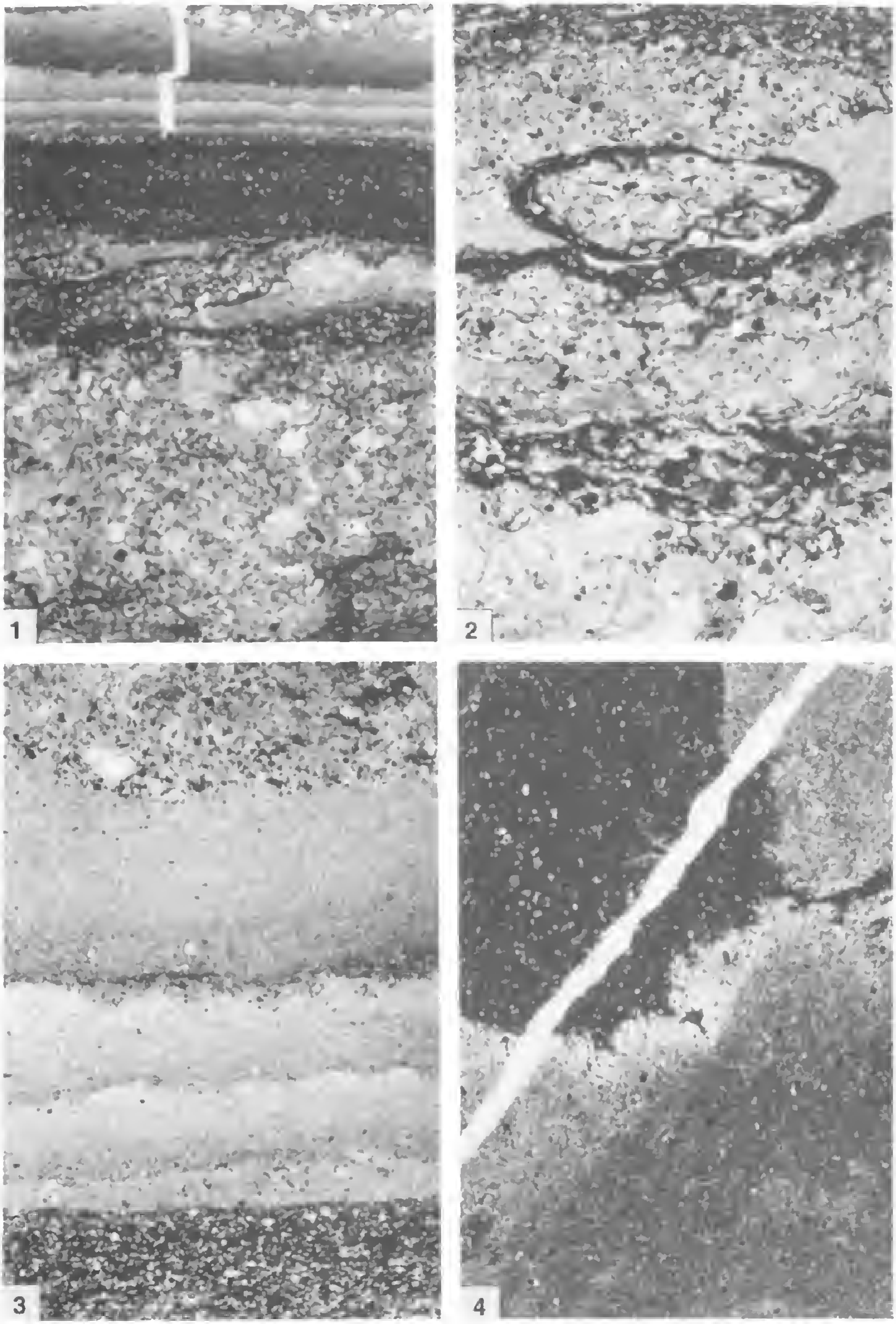
3. 196,8 m, részlet a II/1. képből. Felfelé világosodó és durvuló szemcséjű pátitsávok. N=30x
196.8 m, part of the photo II/1 Sparite bunds upward become lighter and much rough. N=30x

4. 225,1 m, márgás mikropátit és átkristályosodott pátit foltos váltakozása. N=30x
225.1 m, alternation of marly microsparite and recrystallized sparite

I. tábla – Plate I



II. tábla – Plate II



Földtani Közlöny 129/4, 611–651 (1999) Budapest

A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai

Structural outline of the Bükk Mts (N Hungary)

CSONTOS László[1]

(24 ábra)

Key words: ductile structures, folds, faults, N Hungary

Tárgyszavak: képlékeny szerkezetek, redők, törések, Észak-Magyarország

Extended abstract

The region comprising the Bükk mountains is composed of intensely deformed anchimetamorphic Mesozooic rocks, surrounded by a non-metamorphic Paleogene–Neogene cover. The Mesozooic formation is subdivided into a Nagyfennsík (plateau) parautochthonous series and a Szarvaskő nappe series (CSONTOS, in press). Both have suffered the same ductile and brittle deformations, indicating that the nappe emplacement came prior to the syn-postmetamorphic tectonic events.

The study describes the main deformation styles with the help of some key outcrops and regions. The map scale structure of the Bükk Mts is influenced by: the nappe emplacement; the syn-schistose folding (*Figs 2, 3, 5, 6, 7, 8; P2*) and mega-boudinage (*Figs 9, 10; B2*), as well as by the mainly southvergent thrust faults (*Fig. 17; T2, T3)*; the later, major shear-related folds (*Figs 15, 16; P6*); and the arching (*Figs 2, 13, 14; A5*) of all primary structures. The dating of the structural events is based on superposition of the structures, on their relationship to metamorphism and the ductility of the structural style. The latter criterion is based on the assumption that there was continuous cooling and an uplift of the mountain mass from the time of the peak of metamorhic conditions – i.e. since 120 Ma (ÁRKAI et al. 1995). This also means that the structures have become less ductile over time.

The main trends of the structural evolution of the Bükk Mts are delineated by several ductile and brittle tectonic phases (*Fig. 24*). These can be grouped into 9 events.

1. Emplacement of the Szarvaskő nappes (possibly Late Jurassic–Early Cretaceous – age of last dated sediments), probably synchronously with layer-parallel flattening (S1), and eventually shearing along the E–W elongation lineation. This latter may be due to nappe transport.

2. During the Barremian period (120 Ma radiometric age, ÁRKAI et al. 1995) there was the development of the main schistosity (S2) and synschistose folds (P2) in both the rocks of the Parautochtchonous and Mónosbél-Szarvaskő nappes. These folds are dominantly southvergent. They have possibly Triassic–Liassic carbonate cores and determine the basic structure of the Bükk Mts (*Fig. 2*). A large scale boudinage (B2) resulting in tectonically sheared major fold limbs and eventually elongation lineation (giving E–W elongation) may be synchronous with this tectonic episode. Anchimetamorphism seems to be synchronous with this event (ÁRKAI 1983).

Major folds are generally linked to thrust boundaries, which cut the overturned southern limbs. A fault propagation-fold origin for the basic folds seems probable. The limit of the tectonic imbricates (*Fig. 17*) reactivated former (Triassic) facies boundaries.

[1] ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest H-1088 Múzeum krt 4/a

3. This event took place during Mid-Late Cretaceous development of the E–W chevron folds (*Fig. 11a; P3*). It turns the generally northern dip of main schistosity to an occasionally southern dip of one (*Fig. 12*) and E–W strike thrust faults may have been active during this event.

4. Thie event occurred during the Mid-Late Cretaceous, but after the E–W chevrons (CSONTOS 1988, FODOR 1989) development of the originally N–S chevron folds (P4). Both chevron folds may locally have caused the crenulation cleavage which is parallel to their axial planes. Both fold sets have been flexed by later arching (*Figs 13, 14*). A later, also N–S axis chevron fold set (*Fig. 11b; P4a*), has not been deformed by prior structures and is not linked to the strike of main schistosity. This is why it has been assigned to a later event (P6). Separation is not always without ambiguity.

5. During the Late Cretaceous the whole mountain range was sheared and arched along the NE–SW left lateral Darnó and NW–SE right lateral conjugate shear system. Arching of all previous structures is pre-Paleogene, since Paleogene and Early Miocene rocks show a uniform paleomagnetic rotation pattern throughout the area (MÁRTON & MÁRTON 1996). In other words, these younger rocks are not flexed in an opposite way such that they would be opposed to the Mesozooic ones. Shortening of the inside the arch has been accommodated by new or reactivated earlier thrust faults, some of which are northvergent.

6. This event probably post-dates the arching (between the Late Cretaceous and Paleogene) N–S axis chevrons (P4a, P6) and a weak crenulation cleavage has developed. Major, map-scale folds may be related to strike-slip shear bands arranged alternatively into an E-W shortening or NE–SW shortening strain field (*Fig. 15*). Both strains may be present, successively. It may have been this event that was the cause of the development of weak cleavage in the Early Oligocene Tard Clay.

7. During the Early Miocene there was a quasi-perpendicular shortening along the Darnó zone (TELEGDI ROTH 1951; SCHRÉTER 1952; SZTANÓ & TARI 1993; FODOR et al. 1992, 1999). Probably it was this shortening which also created northwest vergent thrusts (FODOR et al. 1992). During this period (Late Ottnangian) the whole region underwent a 60°CCW rotation (MÁRTON & FODOR 1995).

8. During the Middle Miocene there was a smaller left lateral shear along the Darnó zone (*Fig 19*). A smaller 30°CCW rotation has also been recorded (MÁRTON & FODOR 1995).

9. In the Late Miocene–Quaternary an alternating extensional-compressional regime is settled. Due to inversions, folds and thrusts (*Fig. 18*) which developed even in the Pannonian (Late Miocene) strata, the dominant structures remain pull-apart basins along ENE–WSW lineaments (*Figs 22, 23*; Vatta-Maklár trough, TARI 1988). The Quaternary is an inversion period demonstrating several 100 m of uplift (DUNKL et al. 1994).

Manuscript received: 22 01 1999

Összefoglalás

A Bükk szerkezetét több, különböző korú tektonikai fázis hatásainak egymásra rakódása határozza meg. Egyes kulcs-feltárások leírásával bemutatásra kerülnek a főbb szerkezetek. A plasztikus és töréses formákra kiterjedő megfigyelések után 9 deformációs eseményt sikerült elkülöníteni.

1. A Mónosbél-Szarvaskő típusú takarók érkezése (késő-jura–kora-kréta?), talán ezzel egyidőben az első palásság és rétegmenti lapulás (S1), nyírás megjelenése.

2. A barrémi során dél felé vergáló, palássággal (S2) egyidejű nagy és kis redők valamint mega-budinázs jöttek létre a paraautochton és a Szarvaskő-Mónosbéli takarók kőzeteiben. Ezek az általában triász mészkő magvú redők határozzák meg a hegység elsődleges szerkezetét. Az alakváltozás alatt az egész építményt feltolódások szabdalták. Az így létrejött pikkelyek határa egybeesik a paraautochton triász fácieszónáinak határával.

3. A középső–késő-kréta során a hegység kőzeteinek cikcakk redőkbe gyűrődése (K–NY-i tengelyű redők, esetleg klivázs),

4. É–D-i tengelyű cikcakk redők és klivázs keletkezése.

5. A késő-kréta során a terület a Darnó eltolódás-rendszer mentén elnyíródott. Hatására a Bükk régebbi szerkezetei megívelődtek. E kompressziók hatására új feltolódások, (Nagyfennsík északi határa), esetleg kései K–NY-i tengelyű cikcakk redők keletkeztek, illetve ujjáéledt a déli pikkely-rendszer, s egyes pikkelyek messze DK felé tolódtak.

6. A késő-kréta–paleogén időszakban valamikor (esetleg a Tardi Agyag képződése idején?) K–NY-i és/vagy ÉK–DNY-i rövidülés hatására újabb cikcakk redők és nyírással összefüggő nagy redők keletkeztek.

7. A kora-miocén során a Darnó övezet mentén feltolódások zajlottak le. Ugyancsak e rövidülések egyéb, másodlagos feltolódásokat (Upponyi feltolódás) gerjeszthettek (FODOR et al. 1992). Az eseménnyel egyidőben (a késő-ottnangiban) jelentős elforgást is végzett az egész régió (MÁRTON & FODOR 1995).

8. A középső-miocénben a Darnó mentén ismét balos eltolódások alakultak ki. Ezen eltolódások során a kisebb tömbökre szabdalt egység jelentős forgást végzett.

9. A pannonban hol tágulásos, hol kompresszív rendszer működött. Ennek hatására a pannon összletekben redők, feltolódások, illetve a Darnó mentén és a Vatta–Maklári árokban (TARI 1988) KÉK–NyDNy-i csapású balos transztenziós vetők keletkeztek. A kvarterban többszáz méteres emelkedés történt (DUNKL et al. 1994).

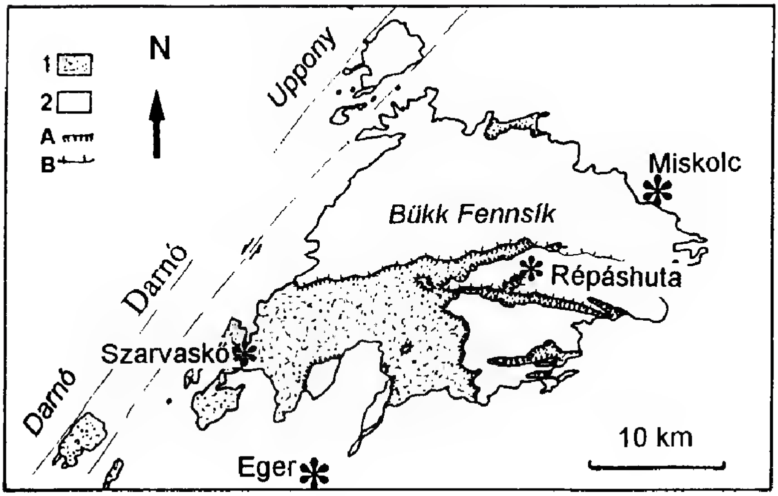
Bevezetés

A Bükk hegység földtani felépítésével számos kiváló hazai geológus foglalkozott (BÖCKH et al. 1930; SCHRÉTER 1943; BALOGH 1964). A század derekán nyilvánvalóvá vált, hogy a hegység metamorf képződményei nem csak paleozoosak, hanem zömükben mezozoosak és igen erősen deformáltak. A felgyülemlett rétegtani, szerkezeti megfigyeléseket BALOGH (1964) klasszikus monográfiája és térképe foglalta össze.

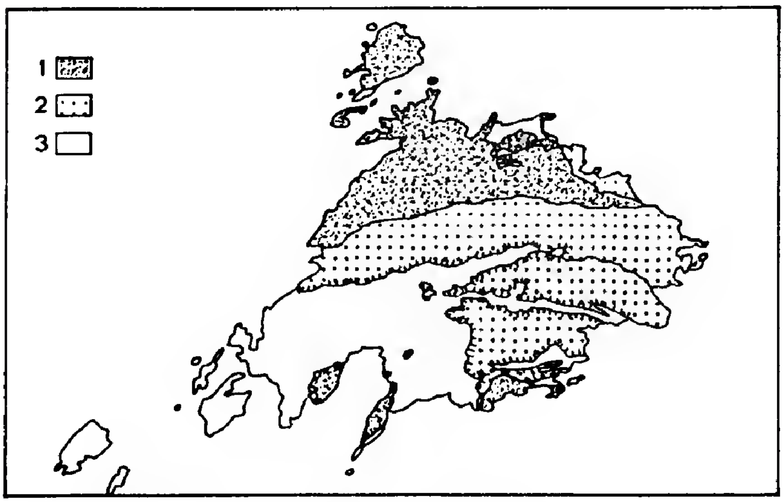
A 80-as években a Bükk hegység területéről publikált szórványos jura őslénytani adatok (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1984; KOZUR 1984) és néhány terület földtani felvétele (BALLA 1983; BALLA et al. 1986, 1987) a klasszikus BALOGH (1964, 1981) féle földtani modell újraértékelését tették szükségessé.

Az újraértékelésre már csak azért is szükség volt, mert a szórványos rétegtani adatok új, egymásnak sokszor ellentmondó szerkezeti modellek (*1. ábra*) megjelenését eredményezték (DERCOURT et al. 1984; BALLA et al. 1986; BALOGH et al. 1984; CSONTOS 1988). Különösen a hegység központi, kiemelt részét képező karbonátok: a Nagyfennsík, és annak déli előterében lévő bázitok, agyagpalák megítélésében mutatkoztak különbségek. Míg BALLA (1983), BALLA et al. (1986), DERCOURT et al. (1984) számára a jelenleg kiemeltebb nagyfennsíki terület képezte a déli palák és a szarvaskői magmatitok üledékes és tektonikai aljzatát (*1a, c ábra*), addíg BALOGH et al. (1984) számára a Nagyfennsík takaróként tolódott az előterében lévő szarvaskői és dél-bükki összletre (*1b ábra*). E problémák megoldására 1982 és 1988 közt a Bükk három, az újraértékelés szempontjából fontosnak ítélt területén (a Nagyfennsík nyugati és keleti elvégződésénél és a Lök-völgy tágabb térségében) részletes földtani térképezést folytattam. Eredményeim francia nyelvű összefoglalása (CSONTOS 1988) után szükségét éreztem azok hazai szakmai közönség elé tárásának is. A számos előadás és beszámoló óta eltelt idő mintegy ellenőrzésként is szolgált.

A bükki geológia egyik nagy gondja, hogy a rétegzés az intenzív, mindenütt jelen lévő palásság miatt nehezen vagy nem látható, illetve a palássággal összetéveszthető. A másik gond az, hogy a szelvények, illetve a rétegsorok



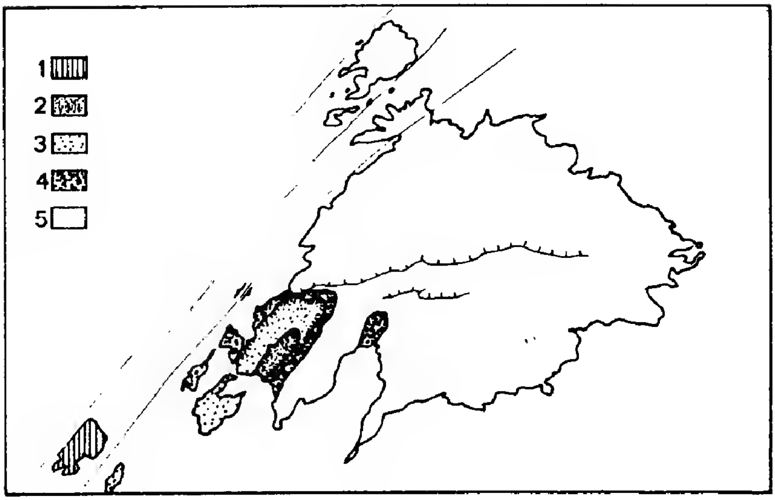
a



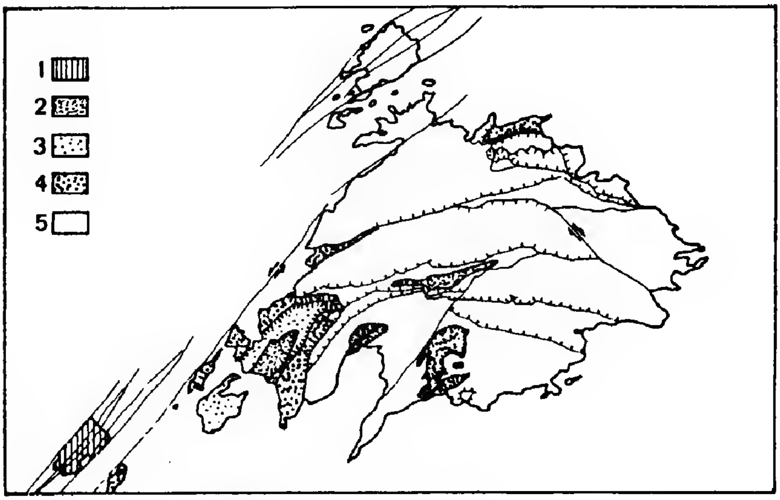
b

1. *ábra.* A Bükk hegységről alkotott különböző tektonikai modellek.
a) DERCOURT et al. (1984) gondolatai alapján. 1. Darnó-Szarvaskői allochton sorozat; 2. Nagyfennsíki autochton. A – Takaróhatár; B – Feltolódás. A csillagok nagyobb helyiségeket, a dőlttel szedett nevek tájakat, hegységeket jelölnek.
b) BALOGH et al. (1984) nyomán. 1. Nagyfennsíki takaró, nem metamorf, Északi-antiklinális egység; 2. Nagyfennsíki takaró, anchi-epimetamorf egység; 3. Darnó-Szarvaskői parautochton

Fig. 1. Tectonic models of the Bükk Mts.
a) After ideas of DERCOURT *et al (1984). 1 Darnó-Szarvaskő allochthonous series; 2 Paleo-dinaric autochthonous; A – Nappe boundary; B – Thrust. Stars indicate bigger settlements, while cursive text indicates geographic regions.*
b) After BALOGH *et al. (1984). 1 Nagyfennsík nappe, non-metamorphic part, Northern anticline unit; 2 Nagyfennsík nappe, anchi-epimetamorphic unit; 3 Darnó-Szarvaskő parautochthonous.*



c



d

1. ábra. c) BALLA (1983, 1984, 1987a) gondolatai alapján. 1. Darnó-Szarvaskői allochton; 2. Szarvaskői II. takaró; 3. Szarvaskői I. takaró; 4. Mónosbéli típusú takarók; 5. Tarkői (Nagyfennsíki) parautochton. Egyéb jelek mint az a) részábrán.
d) CSONTOS (1988) nyomán. 1. Darnó-Szarvaskői allochton; 2. Szarvaskői II. takaró; 3. Szarvaskői I. takaró; 4. Mónosbéli takaró; 5. Bükki (Nagyfennsíki) parautochton. Egyéb jelek mint az a) részábrán

Fig. 1c) After ideas of BALLA *(1983, 1984, 1987a). 1 Darnó-Szarvaskő allochthonous; 2 Szarvaskő II. nappe; 3 Szarvaskő I. nappe; 4 Mónosbél nappe; 5 Tarkő (Nagyfennsík) parautochthonous. All other symbols same as on Fig. 1a*
d) After CSONTOS *(1988). 1 Darnó-Szarvaskő allochthonous; 2 Szarvaskő II. nappe; 3 Szarvaskő I. nappe; 4 Mónosbél nappe; 5 Bükk (Nagyfennsík) parautochthonous. All other symbols same as on Fig. 1a*

folyamatossága, fiatalodási iránya nem magától értetődő, sőt egyes esetekben biztosan szerkezetileg tagolt és zavart.

Nagyszámú, szelvény szerinti biosztratigráfiai adat híján a rétegsorok polaritását a szerkezeti elemek és ritkán egyéb bélyegek (rétegzés és palásság viszonya, mikroredők vergenciája; l. FODOR 1989, keresztrétegzés, gradáció; l. BALLA et al. 1987) alapján állapítottam meg. Ilyen módon a szerkezetföldtani észlelések kulcsfontosságúnak bizonyultak a rétegtani problémák megoldása szempontjából is. Éppen ezért munkám rétegtani részének is a szerkezeti megfigyelések, azok értelmezése volt az egyik megbízható alapja.

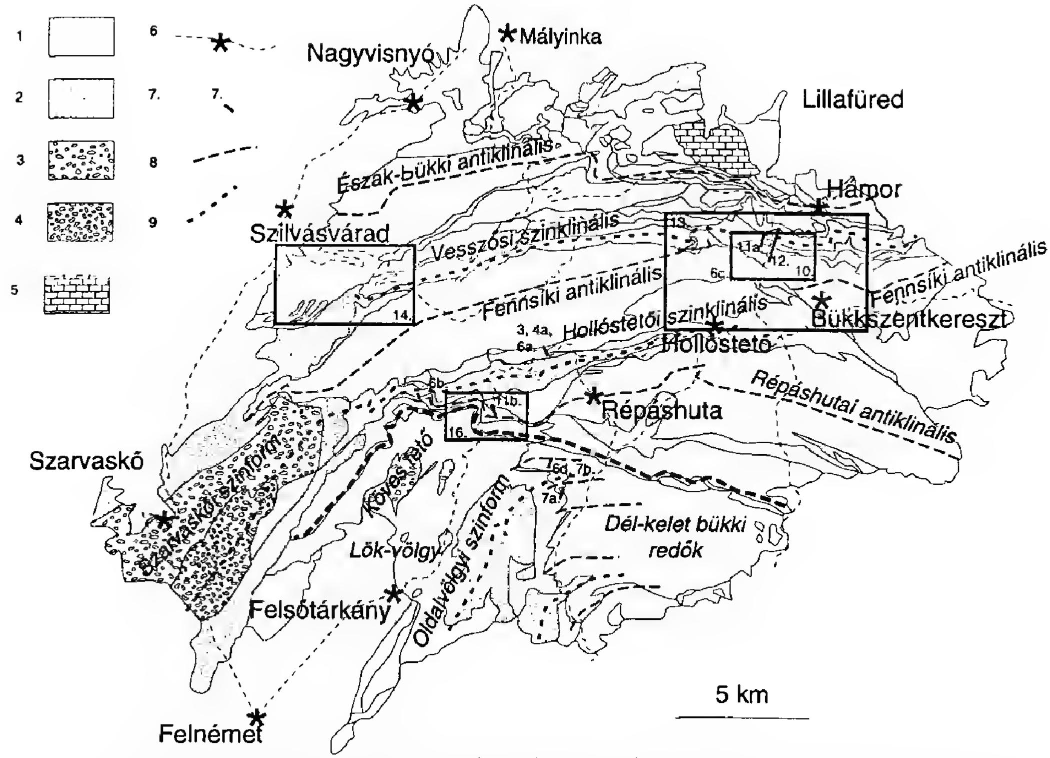
A rétegtani elemzésből (CSONTOS 1988; CSONTOS et al. 1991a, 1991b, CSONTOS in press) kiderült, hogy a hegységet legalább két nagy szerkezeti egység: a Nagyfennsíki parautochton és a Szarvaskő–Mónosbéli takarók (röviden Szarvaskői) építik fel. Ezek a hegységet ért deformációk szempontjából egységesen viselkednek, köztük különbség nem észlelhető. Elkülönítésük földtani térképezési, rétegtani, szedimentológiai, geodinamikai megfontolások eredménye (CSONTOS 1988; CSONTOS et al. 1991a, 1991b), amelyeket a rétegtannal foglalkozó cikkben (CSONTOS in press) és nem jelen munkában részletezek.

Képlékeny deformációs elemek

A Bükk egészére jellemző az igen intenzív képlékeny deformáltság, ami egyrészt a kőzetek mélyreható palásodásában, másrészt a sík elemek gyűrődésében mutatkozik. A redők több nagy antiformot és szinformot alkotnak (2. *ábra*), amelyek a hegység alapvető szerkezetét is meghatározzák. A nagy redők utólagos deformációt szenvedtek. Az egyik ilyen utólagos szerkezet a hegység ívelődése, amely az eredetileg párhuzamos, lineáris szerkezeteket adott zónákban elgörbítette. A most következőkben a képlékeny alakváltozásokat néhány kiválasztott feltárás leírásával szeretném bemutatni.

Palásságok (S1, S2)

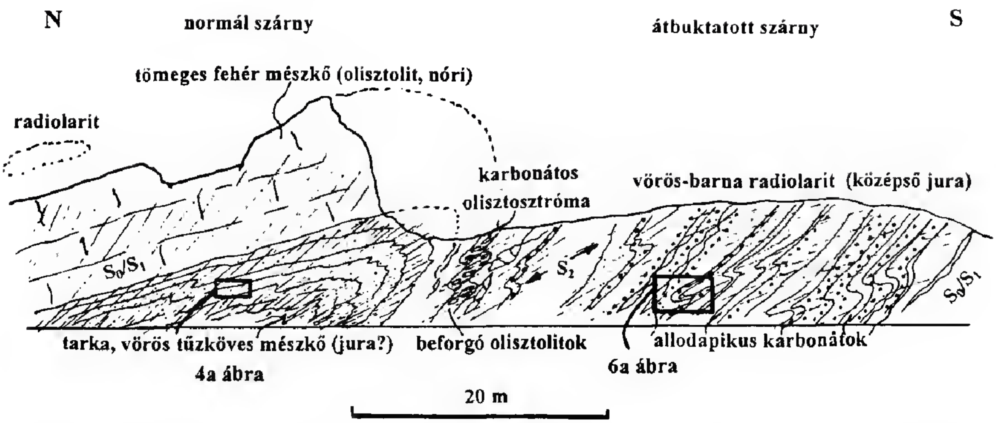
Néhány ritka kivételtől eltekintve a Bükkben található összes kőzet szabályos elválást: palásságot mutat. E deformációs forma természetes a gyenge metamorfózist ért kőzetekben (pl. TWISS & MOORES 1992; CSONTOS 1998). A kőzetek igen erős irányított szövetet vesznek fel, amely a karbonátos kőzetekben ikerlemezesség kifejlődésével, az agyagos kőzetekben a csillámok statisztikusan egyirányba rendeződésével jár. Az elválási felületek szabad szemmel, nagyítóval, mikroszkóppal megfigyelhetően sűrű, egymással általában párhuzamos rendszert alkotnak. Palásság nagyobb kőzettömeg általános, nagyméretű (legalább 30%-os) rövidülésével jön létre, vagy képlékeny nyírási övekben (tehát meghatározott, kisebb kőzettérfogatban), a nyírás hatására keletkezik. A Bükk hegységben bizonyos, hogy gyakorlatilag az egész kőzettömeget jelentős rövidülés érte, de nem zárhatjuk ki a nyíráshoz kapcsolódó palásság jelenlétét sem.



2. *ábra.* a Bükk hegység nagyobb redőinek vázlata. A vékony vonalas kontúrok a térképezett litológiai határoknak felelnek meg. 1. Nagyfennsíki parautochton; 2. Mónosbéli takaró; 3. Szarvaskő I. takaró; 4. Szarvaskő II. takaró; 5. Kisfennsíki takaró(?); 6. Főbb út helyiséggel. 7. A cikkben szereplő feltárások, térképek helye az ábra számával; 8. Antiform tengely; 9. Szinform tengely

Fig. 2. Sketch map of the major folds of the Bükk Mts. Thin lines indicate lithological boundaries. 1 Nagyfennsík parautochthonous; 2 Mónosbél nappe; 3 Szarvaskő I. nappe; 4 Szarvaskő II. nappe; 5 Kisfennsík nappe (?) 6 Main road with settlement. 7 Outcrops, figures, maps of the paper with their numbers; 8 Axis of antiform; 9 Axis of synform

A korábban harántpalásságnak, azaz a rétegzést átmetsző elválásnak leírt jelenséget kiválóan tanulmányozhatjuk a Déli-Bükk bánya-hegyi alapszelvényében (3. *ábra*; Eger–miskolci főút, fennsíki leágazás). Itt egy vastag fehér mészkőtömb alatt rózsaszín, sárgás, vékonyan rétegzett meta-mikrit található. A rétegzéssel párhuzamosan igen gyakran vörös tűzkőzsinórok, lencsék, rétegek találhatók. E színnel és anyagváltozással jelzett rétegzést ferdén metszi egy sűrű, sík elválás: a hegységben általában tapasztalt főpalásság (S2; *4a ábra*). A főpalásság sík vagy hullámos volta messzemenően függ a kőzet anyagától. A homogén kőzetekben sík palásság mutatkozik. A különböző finomszemcsés rétegek váltakozásából felépülő kőzetekben síkokból összeálló, ún. refraktált palásságot látunk. Az inhomogén kőzetekben, mint pl. a kavicsos agyagpalákban a főpalásság jellegzetesen hullámos, azaz kerülgeti a nagyobb, keményebb elegyrészeket. A főpalásság általánosan észak felé dől, de egyes helyeken mind csapása, mind dőlése változhat. E változások okaira később térek ki.

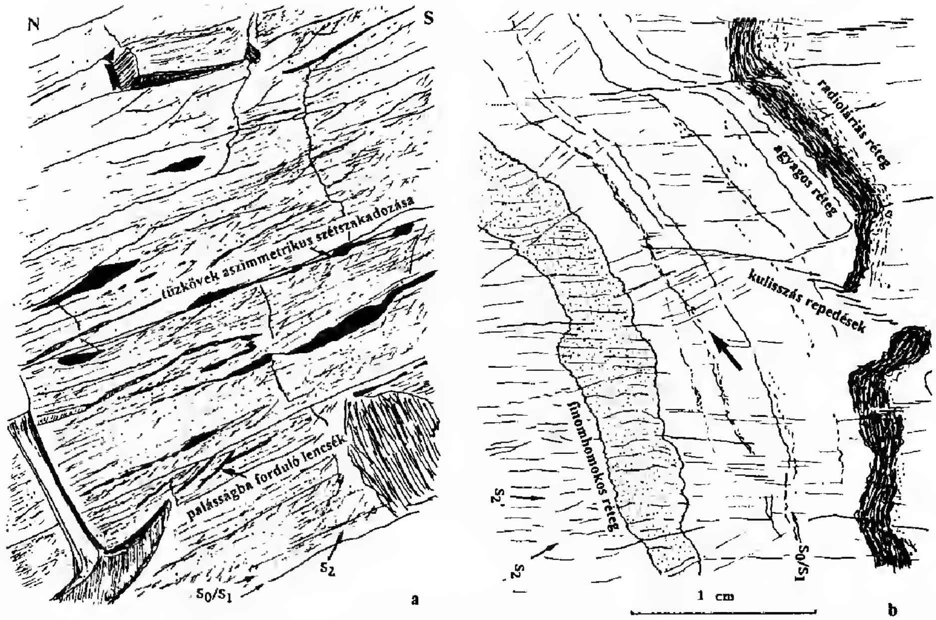


3. *ábra.* A bánya-hegyi alapszelvény vázlatos képe. S0/S1: rétegzés és vele párhuzamos palásság; S2: főpalásság. A keretek a feltárás részleteit bemutató ábrák helyét jelölik

Fig. 3. Sketch of the Bánya-hegy key-section. Litologies: the core of the antiform in the northern half is composed of variegated, mainly red, pink micrite with red chert layers and nodules. The overlaying cliff is a massive, light-grey limestone with shallow-water fossiles. The southern half of the exposure is dominated by red, brown, occasionally green radiolarite with grey allodapic limestone beds, occasionally olistostromes. All these rocks are boudinaged and folded. S0/S1: layering and parallel schistosity; S2: main schistosity. Inserts indicate location of details in further figures

Részletesebben megfigyelve a kőzetet nyilvánvaló, hogy a rétegzéssel párhuzamosan is kialakult egy irányított szövet és palásság: ez az elválás (S0/S1) feltehetően a főpalásságot megelőző deformációs folyamatok eredménye. A rétegzéssel párhuzamos palásság létére hegység-szerte számos bizonyítékot találunk. Ilyen a rétegzés felületének selymes becsillanása (rétegzéssel párhuzamosan rendezett agyagásványok), a rétegek és elegyrészek rétegzéssel párhuzamos megnyúlása, szétszaggatódása (*4a ábra*), arra merőleges ellapulása (*4b ábra*), a vékonycsiszolatokban a rétegzéssel és főpalássággal párhuzamos irányított szövet léte (azaz legalább kétirányú lapultság van egyazon kőzetben). Egyes ritka esetekben a rétegzés felületén elegyrészek szétszaggatódásából álló nyúlási vonalasságot is látható. Ez gyakorlatilag párhuzamos a főpalásság és a rétegzés alkotta metszési vonalassággal (S0$\cap$S2) és a fő (palássággal egyidejű) redők tengelyével (*5. ábra*).

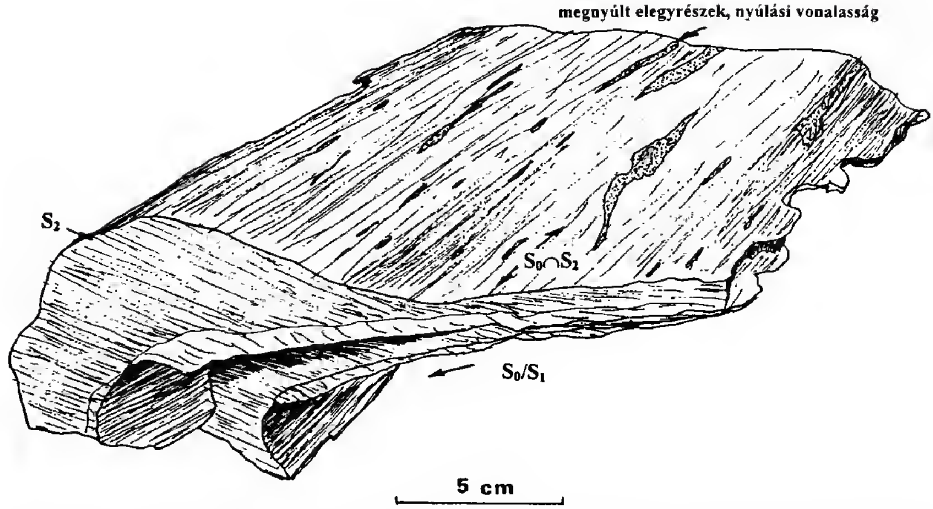
A rétegzésre merőleges metszetekben nem csak a lapultságot és megnyúlást figyelhetjük meg, hanem egyes klasztok forgását is. E forgások általában nyíráshoz kapcsolódnak. Ugyancsak nyírást jeleznek a szétszaggatott, elvonszolt, beforgatott tűzkőrétegek-lencsék is (*3a ábra*). A bánya-hegyi szelvényben kétfajta nyírásirányt is lehet észlelni. A vastag fehér mészkő alatti tűzkőzsinórok aszimmetrikus hurkásodása egy dél felé irányuló nyírást jelez. A feltárás déli részén, radiolaritban lévő allodapikus mészkövek elegyrészein gyenge, bizonytalan irányú nyírás nyomai látszanak. Ezek értelmezéséhez a hegységen belüli ilyen adatok megsokszorozására van szükség. Ezek az adatok azért fontosak, mert egy korai, rétegmenti lapulással esetleg párosuló nyíródást jellemezhetnek.



4. ábra. Rétegzéssel párhuzamos palásság, lapultság és a főpalásság okozta áttevődési jelenségek. a) A bánya-hegyi alapszelvény részlete (normál szárny, l. 3. *ábra*). A színsávokkal párhuzamosan (a kép közepén) a tűzkőzsinórok kissé aszimmetrikusan szétszakadoznak: ez dél felé történő nyírást jelez. A rétegzés felülete csillámosan fénylik. A főpalásság egyes lencséket önmagával párhuzamosra forgat be. A méretet a kalapács adja. b) Radiolarit vékonycsiszolati képe. A radioláriák finom törmelékként jelentkeznek. A radiolária-vázak rétegzéssel (S0/S1) párhuzamosan erős lapulást szenvedtek (e testeket nyíl jelzi). A lapult rétegek redőződtek. A kőzetet a főpalásság (S2) és egy utólagosnak tűnő palásság (S2') szabdalja

Fig. 4. Effects of layer-parallel flattening, schistosity and main schistosity. Transposition. a) Detail of the Bánya-hegy key-section (normal limb, see Figure 3). At the centre of the picture the layer-parallel red chert nodules and seams are asymmetrically boudinaged, indicating southwards directed shear. Layering has a silky shine because of oriented phyllosilicates. Main schistosity turns some dissected chert nodules parallel to itself (near hammer). Hammer for scale. b) Thin section of radiolarite. Radiolarian tests form fine clasts in shale. The tests are all flattened parallel to layering (arrow, S0/S1). Flattened layers are folded. The rock is also affected by main (S2) and secondary (S2') cleavage

Szintén a palás deformáció jellegzetessége az áttevődés (transzpozíció). A jelenség abból áll, hogy az anizometrikus (sík, lencseszerű) elemek eredeti (főként rétegzéssel párhuzamos) irányukból kiforognak és a főpalássággal párhuzamosan állnak be (CSONTOS 1998). Legszebben a tűzköves mészkövekben és konglomerátum jellegű–olisztosztrómákban észlelhető. A már említett bánya-hegyi alapszelvény középső szakaszán (3. *ábra*) egy karbonátlencsékből álló olisztosztróma húzódik. E pad követésével megállapítható, hogy a rétegdőlés meredek és kisebb szoros redők által deformált. Maguk az olisztosztrómát alkotó mészkőlepények azonban nem a rétegzés lefutását követik, hanem a palássággal párhuzamosan állnak be. Ugyanígy a rétegszerűen települő tűzkőzsinórok is szétnyíródtak, s a lapulás miatt a palássággal párhuzamos irányba forognak (*4a ábra*). E jelenség miatt igen könnyen félre lehet ismerni a rétegzés



5. ábra. Nyúlási vonalasság a palássággal egyidejű szoros redőben. A szerkezet radiolaritban lévő allodapikus karbonátban alakult ki. A karbonátos rétegben a klasztok megnyúlásából adódó vonalasság a redő tengelyével párhuzamos

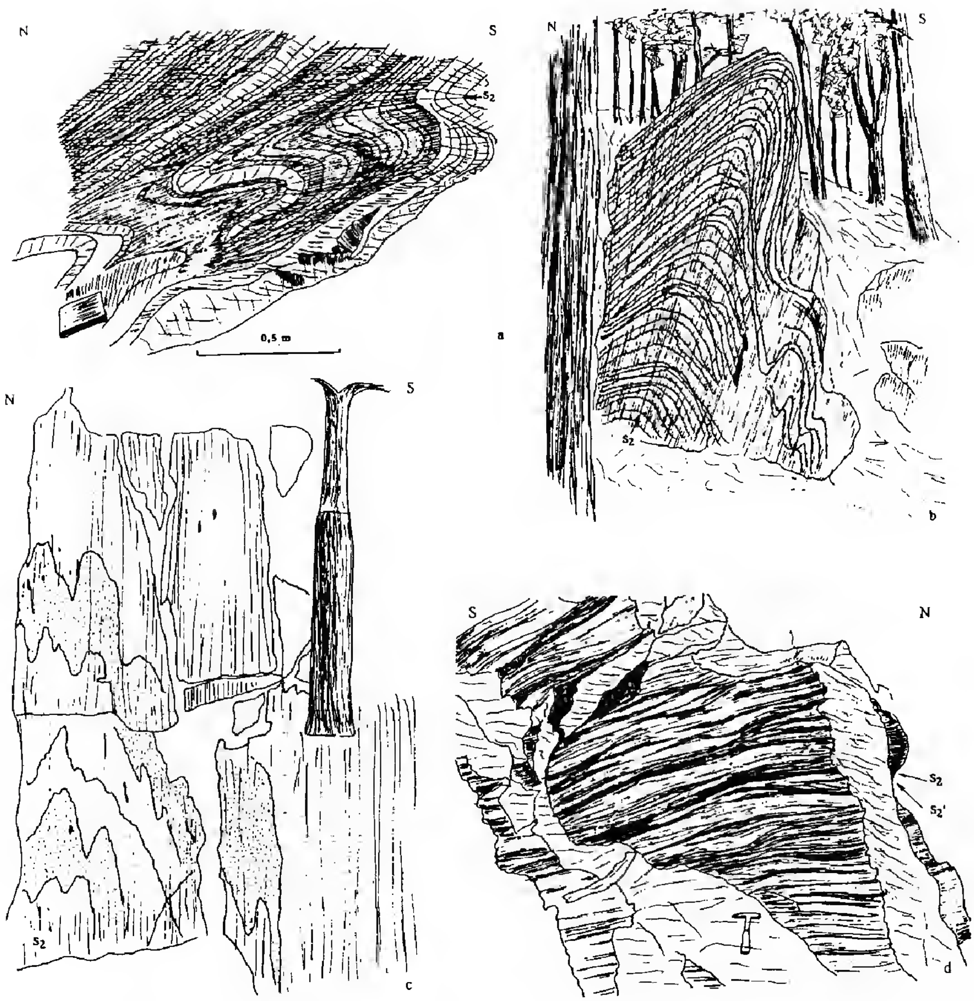
Fig. 5. Stretching lineation in a syn-schistose fold of allodapic carbonate bed and radiolarite. The stretching lineation formed by elongation of clasts within the allodapic carbonate is parallel to the axis of the fold. No sheath fold was ever observed in the Bükk Mts

lefutását, s főként ez a jelenség az oka annak, hogy a nemes elődök a hegység rétegsorát és szerkezetét eltérően értelmezték.

Palássággal egyidejű redők (P2)

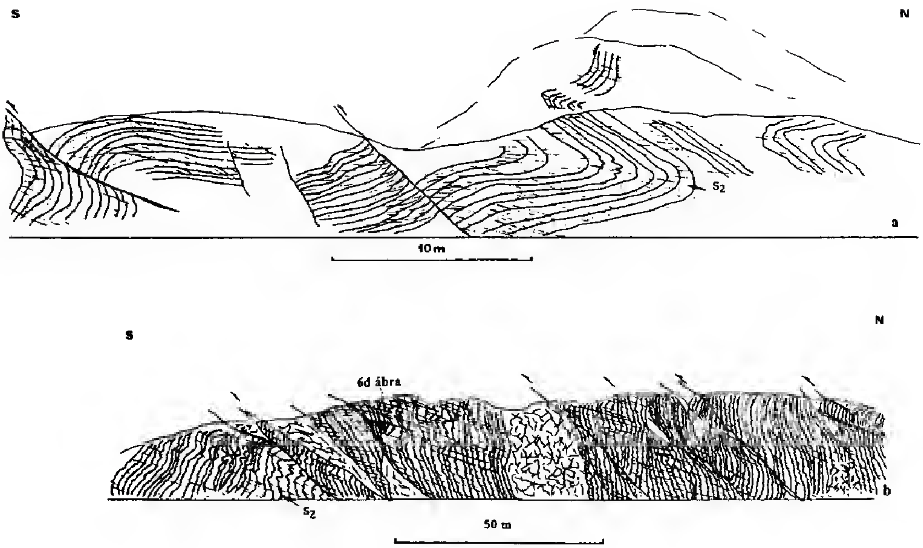
A Bükk számos pontján látni igen szép redőket (*6, 7. ábra*). Legjobban megközelíthető talán az Eger–miskolci főút bánya-hegyi alapszelvényében, radiolaritban lévő redő-sorozat (*3, 6a ábra*). E barnás, jól rétegzett kőzetben szürke allodapikus mészkövek láthatók. A rétegzés szép ívben hajlított. Tengelyfelületével párhuzamosan a radiolarit rétegeket átmetsző, sűrű sík főpalásság húzódik. E megfigyelés általánosítható: e szoros redőtípus tengelye párhuzamos a főpalásság-rétegzés metszési vonalassággal (S0∩S2) és tengelysíkjával a főpalásság (S2) mindig párhuzamos (*8. ábra*). E geometriai viszony arra utal, hogy a két szerkezet egyszerre, egy deformációs térben keletkezett. Éppen ezen bélyeg alapján nem lehet üledékes rogyás eredetű ez a redősorozat.

A feltárás-méretű, palássággal egyidejű redők (P2) formája anyagtól függően változó. Vékonyréteges, képlékenyebb képződmények, mint a szürke és tarka tűzköves mészkövek, agyagpalák igen hegyes, szoros, egynémely esetben izoklinális redőket alkothatnak (*6a ábra*). Vastagabb réteges, ridegebb képződmények, mint a radiolaritok, a Nagy-Ökrös közelében előforduló tűzköves mészkő lekerekítettebb, szoros redőket alkotnak (*6b, 7a, 7b ábra*). E redők közös jellemzője az aszimmetrikus forma s a dél felé kibillenés (hiszen a tengelysíkjukat



6. *ábra.* Főpalássággal egyidejű (P2) redők. a) Allodapikus mészkő (világos) és radiolarit (sötét rétegek) alkotta aszimmetrikus parazitaredő a bánya-hegyi feltárás átbuktatott szárnyán (l. 3. *ábra*). S2: főpalásság. b) Vékony radiolarit-rétegek (vastagabb vonalak) alkotta redő a Toldi-lápa környezetében. S2: főpalásság. c) Eltérő árnyalatokkal jelzett rétegek (vastagabb vonalak) gyűrődése Bükkfennsíki Mészkőben, a Lusta-völgy felett. S2: főpalásság. A képlékeny anyagáramlásra a rétegek fogacsolt, zegzugos határa utal. A méretet a kalapács adja. d) Redőkéve (mullion) a Nagy-Ökrös tűzköves mészkövében (ld. 7b ábra). A kévék iránya párhuzamos a redőtengellyel és a metszési vonalassággal. S2: főpalásság. S2': utólagos palásság. A méretet a kalapács adja

Fig. 6. Synschistose meso-scale folds (P2). a) Asymmetric parasitic fold in allodapic limestone (light) and radiolarite (dark) on the inverted limb of Bánya-hegy key-section (see Figure 3). Notebook for scale. S2: main schistosity. b) Fold in thin radiolarite beds (thicker lines) near Toldi-lápa. S2: main schistosity. c) Fold in Bükkfennsík Limestone above the Lusta-valley. Bedding (thicker lines) is indicated by different shades of grey in the original exposure. S2: main schistosity. Ductile, inhomogenous flow is indicated by the wavy pattern of the bedding-surfaces. Hammer for scale. d) Mullion in cherty limestone at Nagy-Ökrös (see Figures 2, 7b). Mullions are parallel to the axis of synschistose folds and intersection lineation of bedding and main schistosity. S2: main schistosity. S2': secondary cleavage. Hammer for scale



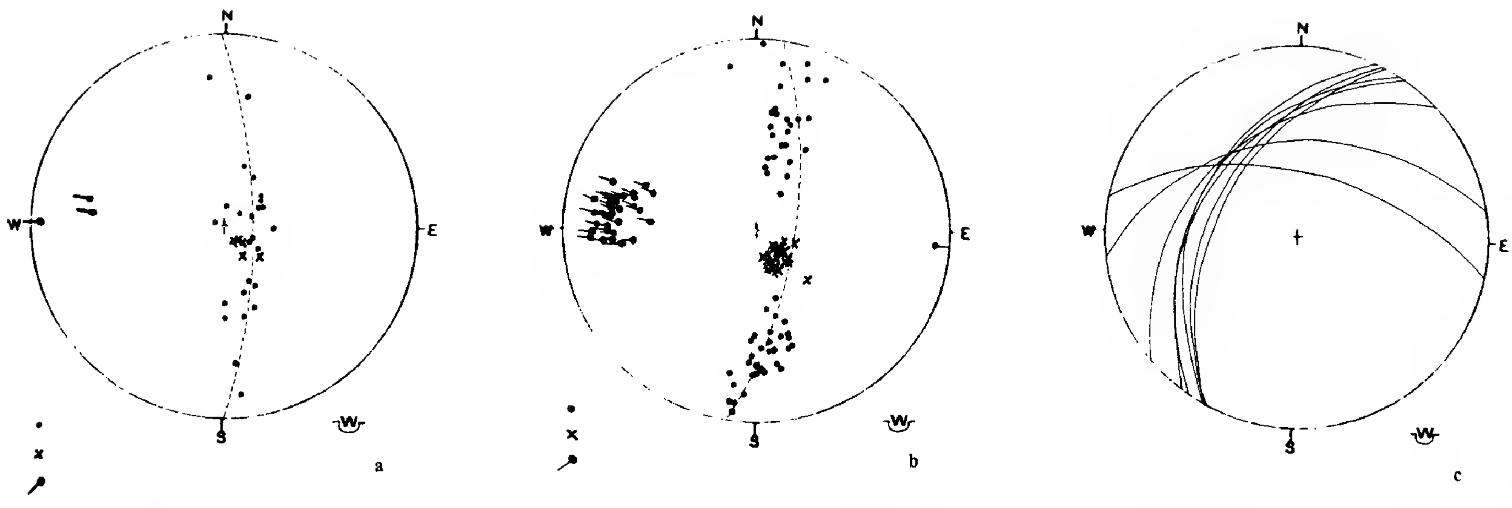
7. *ábra*. Feltárás-méretű palássággal egyidejű (P2) redők a) A Földszakadás erdészeti útjának bevágásában lévő szoros redő, melyet tűzköves mészkő alkot. Vastag vonal: rétegzés; S2: főpalásság. b) A Nagy-Ökrös erdészeti bevágásának szelvénye: vastag vonal: rétegzés; S2: főpalásság

Fig. 7. Outcrop-scale synschistose folds (P2). a) Tight fold of cherty limestone in the road-cut of Földszakadás. Thick lines indicate bedding; S2: main schistosity. b) Section of road cut at Nagy-Ökrös. Thick lines indicate bedding; S2: main schistosity

jelző főpalásság észak felé dől). A kibillentett redők ún. normál, északi szárnyán (3, *7a ábra*) a rétegzés dőlése laposabb, mint a palásságé; a déli, rendszerint átbuktatott szárnyán a rétegzés dőlése meredekebb, mint a palásságé. A redő csuklózónájában a rétegzés és a palásság dőlése egymásra merőleges (l. FODOR 1989). E geometriai viszonyokat rétegsorok fiatalodásának megállapítására, feltárás-méretet meghaladó redők egyes elemeinek meghatározására használhatjuk.

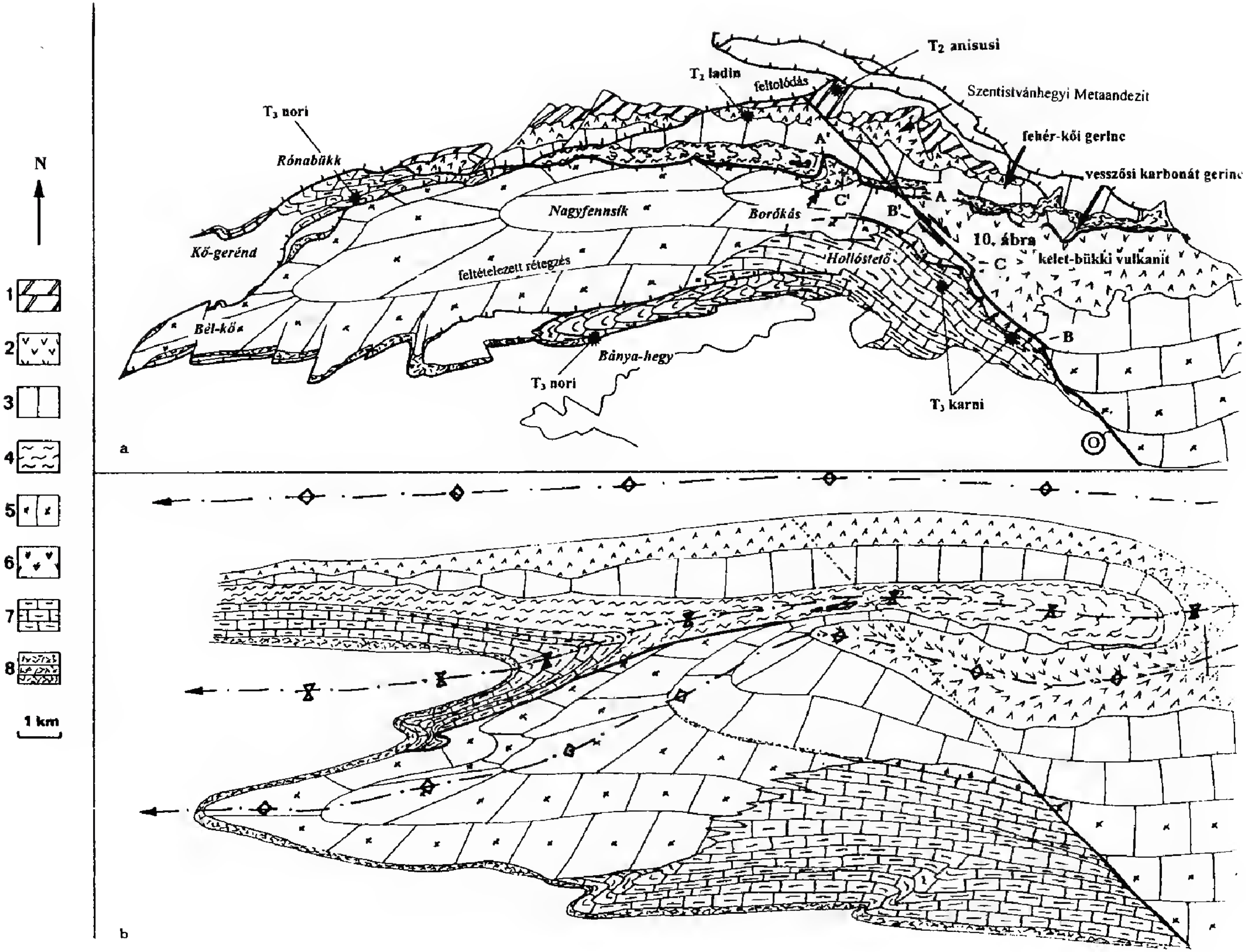
Ezen eszköz következetes alkalmazásával kiderült, hogy a Bükk hegységet ilyen, a palássággal egyidejű, nagyméretű redők építik fel (2. *ábra*). A BALOGH (1964) által értelmezett szinklinálissal ellentétben a Nagyfennsík nagyszabású, délre kibillentett antiformot (antiklinálist) alkot (BALLA et al. 1986; CSONTOS 1988, 9. *ábra*). Répáshuta környékén a vastag karbonátok szintén nagy antiklinális magját alkotják. Az idősebb karbonátok a Hór-völgy környékén kisebb antiklinális-sorok magvában bukkannak felszínre (2. *ábra*). A hegység fiatalabb mezozoos képződményei elsősorban a déli palaterületeken (Lök-völgy tágabb környezete), szinklinálisokban találhatók (BALLA et al. 1986, 1987). A legfelső helyzetben lévő Szarvaskői-takarók (pl. Szarvaskő környéke, Oldal-völgy környéke) ugyancsak szinformokban őrződtek meg (BALLA 1983; CSONTOS 1988).

A palássággal egyidejű redőkhöz számos mikroforma is társul. Gyakran figyelhetünk meg a nagyobb redők hátán észlelhető ún. parazita-redőket, melyek a ré-



8. ábra. Palássággal egyidejű redőkhöz kapcsolódó szerkezeti elemek sztereografikus képe. a) A Földszakadás redőjének sztereogramja. A pontok a rétegzés, az x-ek a palásság pólusait jelölik, míg a szakállas pontok a rétegzés/palásság metszési vonalasságot és a mért redőtengelyt ábrázolják Wulff, alsó félgömb vetületben. A redő hengeres, a palásság és rétegzés pólusai azonos zónakörön (szaggatott vonal) találhatók. b) A Nagy-Ökrös redőjének sztereogramja. A pontok a rétegzés, az x-ek a palásság pólusait jelölik, míg a szakállas pontok a rétegzés/palásság metszési vonalasságot és a redőkévéket ábrázolják Wulff, alsó félgömb vetületben. A redő hengeres. c) A Nagy-Ökrös redőjéhez kötődő feltolódások sztereogramja. A mért nyírási (többségükben feltolódásos jellegű) felületek nyomvonalas képe látható. A K–Ny-i csapásúak feltehetően a redőződéssel egykorúak, az ÉK–DNy-i csapásúak feltehetően utólagosak

Fig. 8. Stereographic plots of synschistose folds. a) Stereographic plot of the fold at Földszakadás. Points stand for poles to bedding, crosses stand for poles to main schistosity, barbed points indicate bedding/schistosity intersection lineation and measured fold axes. Wulff, lower hemisphere projection. The fold is cylindric, the poles to bedding and schistosity are found on the same zone (dashed). b) Stereographic plot of folds at Nagy-Ökrös. Points stand for poles to bedding, crosses stand for poles to main schistosity, barbed points indicate bedding/schistosity intersection lineation and mullions. Wulff, lower hemisphere projection. The fold is cylindric. c) Stereographic plot of faults related to the folds at Nagy-Ökrös. Faults are indicated by their traces. Wulff, lower hemisphere projection. The measured faults are generally thrusts. E–W strike faults are probably synchronous to, NE–SW strike faults are probably postdating the synschistose folds


N
1
2
3
4
5
6
7
8
1 km
a
T₂ anisusi
T₂ ladin
feltolódás
Szentistvánhegyi Metaandezit
T₃ nori
Rónabükk
fehér-kői gerinc
vesszősi karbonát gerinc
A'
A
C'
B'
Nagyfennsík
Borókás
10. ábra
Kő-gerénd
Hollóstető
C
kelet-bükki vulkanit
feltételezett rétegzés
Bél-kő
B
Bánya-hegy
T₃ nori
T₃ karni
O
b

tegzést zegzugossá teszik. A csuklózónában gyakran fűrészfogas formákat alkotnak eme kis redők (*6c ábra*). Egyes esetekben nyilvánvaló, hogy a formák kialakulásához az anyag teljesen képlékenyen kúszott, nyíródott (emiatt is nehéz az eredeti, rétegzéssel párhuzamos nyírások különválasztása a redőződéssel egyidejű nyírásoktól). A palássággal egyidejű redőkhöz kapcsolódik a Hollóstetőn, a Lustavölgy bejáratánál, illetve a Nagy-Ökrös tűzköves mészkövében észlelhető redőkéve (mullion) is (*6d ábra*). Ez a forma a kompetens mészkőrétegek márgarétegek rovására történő kihasasodásával jön létre. A keletkező hurkák csatornákra, kévére hasonlítanak, s a palásság-réteglap metszési vonalával párhuzamosak. Feltehetően a palásságra merőleges képlékeny rövidülés, anyagáramlás következményei.

Mega-budinázs (B1?, B2)

A hegység rétegtani felépítésére jellemző, hogy egyes, ún. teljes rétegsorok csapás mentén hiányosakká válnak és vastagságuk oldalirányban jelentős változásokon megy keresztül. Legszebben e jelenséget a Nagyfennsík északi előterében, Szilvásvárad illetve Bükkszentkereszt térségében figyelhetjük meg (*9. ábra*). E korábban tektonikus kihengerlődésnek nevezett jelenségnek van egy figyelemreméltó jellemzője: az egyes rétegtani hiányok ellenére a rétegsor nem borul fel (azaz ha A, B, C, D közül C hiányzik, a maradék "rétegsor" A, B, D lesz). Gyakran csak a rétegsorok elemeinek vastagsága csökken (pl. Kő-gerénd–Csortos-kő, Szilvásvárad–Nagyfennsík erdészeti út holló-kövi szelvénye). A laterális vastagságváltozások általában hirtelenek, de folyamatosak: az egyes rétegtani elemek térképi méretű lencséket alkotnak. Ilyen mega-lencse, vagy kőhurka (boudin) a Szilvásvárad melletti Kő-gerénd–Csortos-kő számos rétegtani eleme, vagy a Fehér-kő-lápa főjében húzódó Kohász-út mentén található fehér mészkő-hurkák (*10. ábra*; mások, pl. PELIKÁN e szerkezeteket feltolódással magyarázzák). E lencsék általában ridegebb kő-

←*9. ábra*. A Nagyfennsík környékének rekonstrukciója. a) Jelenlegi helyzet térképvázlata (csak a középső-triász–alsó-jura képződmények feltüntetésével). 1. Anisusi Hámori Dolomit; 2. Anisusi–ladin (Szentistvánhegyi Metaandezit); 3. Ladin–karni Fehérkői Mészkő; 4. Karni (?) Vesszősi Agyagpala; 5. Felső-triász világos Bükkfennsíki Mészkő; 6. Karni(?) Szinvai Metabazalt; 7. Karni–nori Hollóstetői Mészkő ill. Rónabükki Mészkő; 8. Liász (?) átülepített sorozat. A csillagok az egyes fauna-lelőhelyeket mutatják, a meghatározott korral. A, A', B, B', C, C' egymástól elkerült és a rekonstrukció (b ábra) során egyesített pontok. O: Bükkszentkereszti eltolódás. b) Rekonstruált helyzet. A rekonstrukció a kései (feltehetően késő-kréta) eltolódások, feltolódások hatása előtti (nagyjából kora-kréta) helyzetet mutatja. Az antiformokat, szinformokat hagyományos módon jelöltem

Fig. 9. Reconstruction of the surroundings of Nagyfennsík area. a) Gelogical sketch-map of present situation (only Middle Triassic–Lower Jurassic formations are indicated). 1 Anisian Hámor Dolomite; 2 Anisian–Ladinian Szentistvánhegy Metaandesite; 3 Ladinian–Carnian Fehérkő Limestone; 4 Carnian (?) Vesszős Shale; 5 Upper Triassic Bükkfennsík Limestone; 6 Carnian Szinva Metabasalt; 7 Carnian-Norian Hollóstető Limestone and Rónabükk Limestone; 8 Liassic (?) redeposited series. Stars indicate the location of fauna, with determined ages. A, A', B, B', C, C' indicate offset points, which are reunited by reconstruction (Figure b). O: Bükkszentkereszt strike slip zone. b) The original reconstruction represents an approximately Early Cretaceous situation. Antiforms and synforms are indicated by conventional symbols


1
2
3
A
4
5
6
B
Kohász-út
Nagy-hegy
mega-budinázs
Jávor-hegy
Fehér-kő
Fehérkő-lápa
LILLAFÜRED
11a ábra
12. ábra
Vesszős-völgy
Kerek-hegy
Nagyfennsík
N
500 m

zetekből (fehér mészkő, dolomit, ignimbrit) állnak, míg a környezetükben lévő kőzetek (agyagpala, tufit) képlékenyebbek. A rétegek ilyen szétszakadozását budinázsként ismeri a szakirodalom, s rétegmenti megnyúlás következményének tartja. Valószínű, hogy a jelentős rétegtani hiányok, valamint egyes rétegtagok izolált, lencseszerű előfordulása rétegzés menti, K–NY-i megnyúláshoz köthető. A deformáció a képlékeny tartományra (anchimetamorf körülmények) jellemző, ideje nem világos. Elképzelhető, sőt valószínű, hogy a korábban említett rétegzéssel párhuzamos palásság, lapultság kialakulásával egyidejű jelenség, de az is elképzelhető, hogy a főpalásság és az azzal egyidejű redőződés velejárója. Mivel utólagos (cikcakk) redők is érintik az imígyen nyújtott-elvékonyított szakaszokat, a mega-budinázs az utólagos redők előtti jelenség.

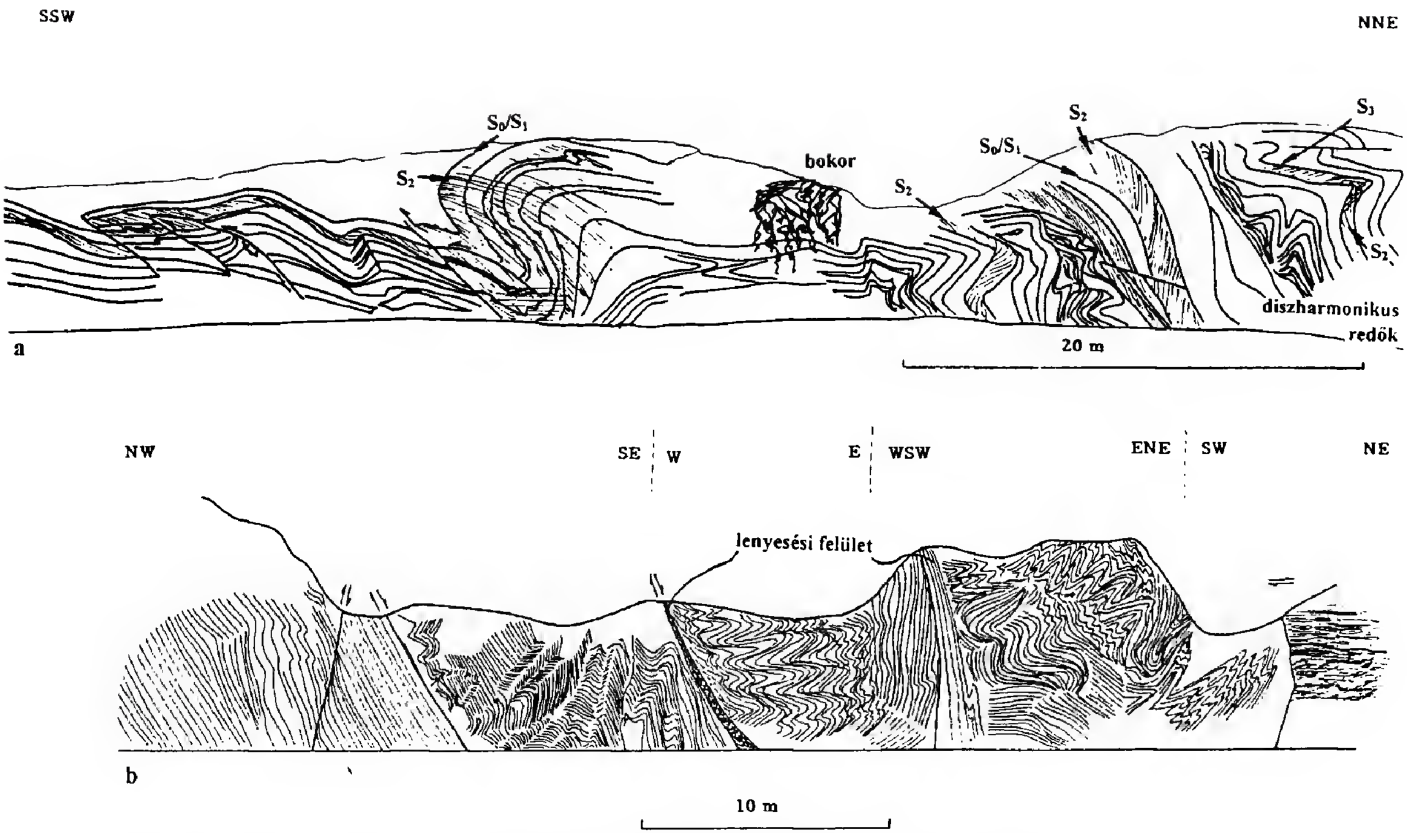
Palásság utáni redők (P3, P4a, P4b)

Nem csak szoros, kerekített redőket láthatunk a hegységben, hanem szegletesebb, ún. cikcakk formákat is. Igen szép ilyen redők észlelhetők három, jól megközelíthető helyen is: Lillafüreden, a Vesszős-völgybe felvezető erdészeti út mentén; a Szilvásváradról a fennsíkra vezető út róna-bükki kanyarjának körzetében és az Eger–miskolci főút hereg-réti kanyarjában. E feltárásokból az elsőt és a harmadikat mutatom be részletesebben.

A Vesszős-völgy redői (*11a ábra*) fekete agyagpala-közös fekete, bitumenes mészkőben húzódnak. A redők helyenként hegyesek, hirtelen átfordulásúak, szegletesek. Igen gyakori a diszharmonikus redő, azaz az egyes rétegekben lévő formák geometriája nem egyezik meg a szomszédos rétegekével. Más szóval: eltérő számú, formájú, görbület redő található egymás alatt-mellett. A helyproblémákat gyakran kicsiny, egy-egy réteget átmetsző és ismétlő feltolódások oldják meg. Az agyagpala rétegekben (de gondos megfigyeléssel a mészkő rétegekben is) kiválóan látszik a főpalásság, amely a rétegzéssel együtt gyűrődik, hajlik. Ez eredetileg (a palássággal egyidejű redőkben) síkszerű felület volt. Mivel ez a felület is gyűrt, az észlelt redők a főpalásság keletkezése utániak. E redők (P3) tengelye nagyjából K–NY-i (gyakor-

← *10. ábra.* A Szinva-völgy környékének fedetlen földtani térképe. 1. Anisusi–ladin Szentistvánhegyi Metaandezit; 2. Ladin–karni Fehérkői, Bükkfennsíki Mészkő; 3. Ladin–karni (?) szürke dolomittá átkristályosodott platform-karbonátok; 4. Karni (?) szürke tűzköves mészkő; 5. Karni(?) Vesszősi Agyagpala; 6. Karni Szinvai Metabazalt. A nyilak a rétegmenti megnyúlás által szétszaggatott, térképi méretű kőhurkákat jelölik. A mega-budinázs a platform-karbonát összlet jelentős kivékonyodását is okozta. A Vesszős-völgy és Fehér-kő-lápa déli oldalán látható karbonát-gerinc a Fehérkői, illetve a Fennsíki Mészkő megfelelője

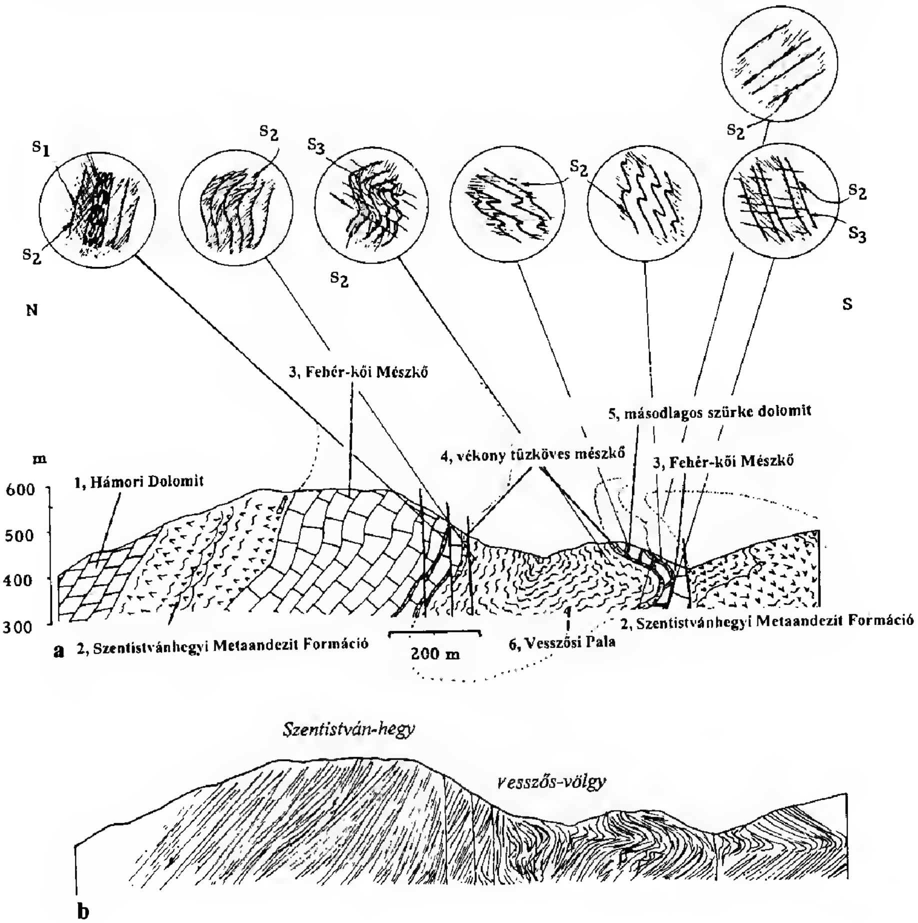
Fig. 10. Uncovered geological map of the surroundings of Szinva-valley. 1 Anisian–Ladinian Szentistvánhegy Metaandesite; 2 Ladinian–Carnian Fehérkő, Fennsíki Limestone; 3 Ladinian–Carnian(?)platform-carbonates transformed into grey dolomite; 4 Carnian(?) grey, thin-bedded cherty limestone; 5 Carnian(?) Vesszős Shale; 6 Carnian Szinva metabasalt Arrows indicate map-scale boudins of platform-carbonates, embedded in more ductile material of shales and tuffites. Mega-boudinage caused considerable flattening perpendicular to bedding planes (and coeval E–W stretching) of the platform carbonates. The sequence affected by boudinage is held equivalent to the carbonates to the N (Fehérkő Fm.) and to the S (Bükkfennsík Fm.; see also Figure 12)



11. ábra. Főpalásság utáni (P3, P4a, P4b) redők. *a)* A Vesszős-völgy erdészeti útján látható redők (P3). A diszharmonikus redők a főpalásságot is hajlítják. A diszharmóniát rétegmenti és néhány réteget átszelő feltolódás oldja. S0/S1: rétegzés; S2: főpalásság; S3: a diszharmonikus redőkkel egyidejű, gyenge elválás. *b)* A hereg-réti útkanyar redői (P4a, P4b). A diszharmonikus cikcakk redők közt szelídebben gyűrt rétegek is találhatók, melyekkel párhuzamosan egyes rétegcsomagok egymástól lenyesődnek. Vastag vonal: S0/S1/S2: rétegzés és vele párhuzamos főpalásság

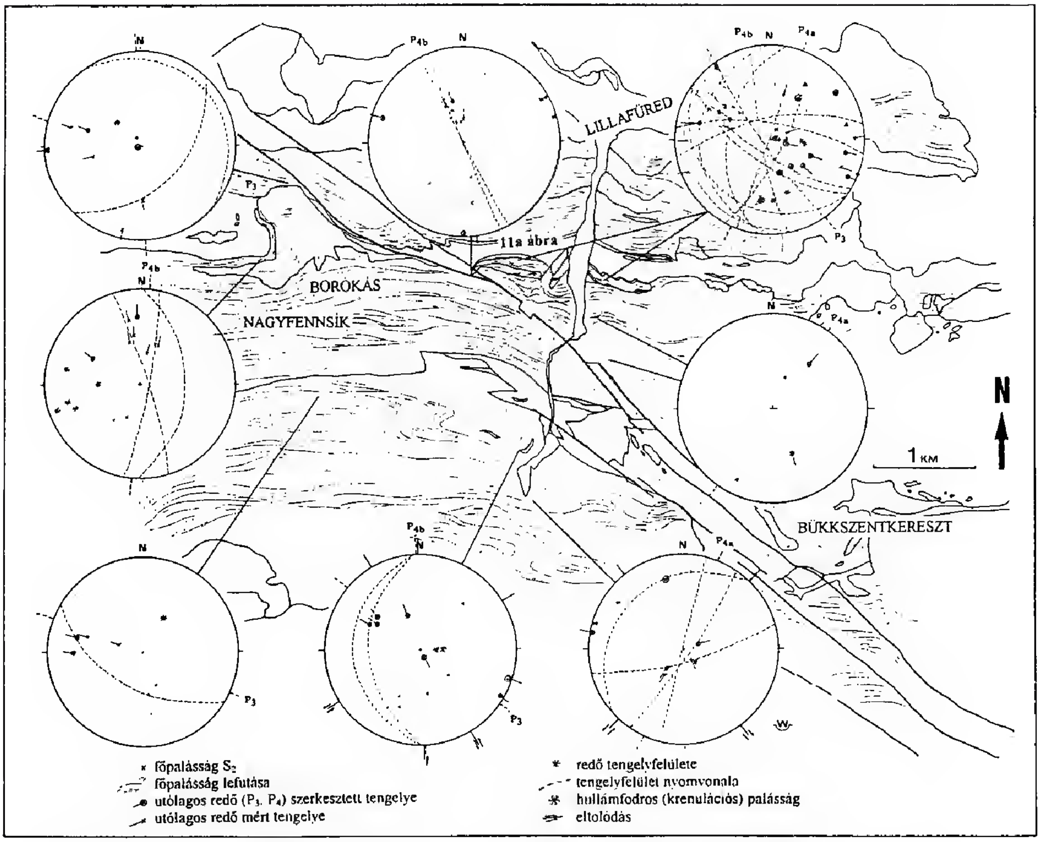
Fig. 11. Post-schistosity folds (P3, P4a, P4b). a) Folds at the forest road-cut of Vesszős-valley (P3). The dysharmonic folds affect the main schistosity, too. Dysharmony is accommodated by local layer-parallel detachments or smaller thrusts cutting only some layers. S0/S1: layering; S2: main schistosity; S3: weak cleavage synchronous with dysharmonic folds. b) Folds at the curve of Hereg-rét (P4a, P4b). Progressive dysharmony towards the fold-cores is accommodated by local layer-parallel detachments. Thick lines: S0/S1/S2: bedding and parallel main schistosity

latilag párhuzamos a palásság csapásával). A rétegzés és a főpalásság hajlítása során a palásság dőlése az eredeti északiasból helyenként déliessé vált. E megfigyelést kiterjesztve elmondható tehát, hogy ha a főpalásság déli dőlésű, akkor e helyzete utólagos, palásság utáni redőződés eredménye. A Vesszős-völgyben egyébként e másodlagos redők mentén egy palássággal egyidejű szinklinális még tovább gyűrődött. Ennek eredményeként a szinklinális két szárnya egymás felé hajlott



12. ábra. A főpalásság hajladozása utólagos redőződés hatására. A Szinva-völgy szelvénye. *a)* Rétegtani szelvény. A litológiák a rajzon jelezve. A szelvény feletti körök az észlelt rétegzési ill. palássági viszonyokat és mezo-szerkezeteket mutatják. A rétegzést vastag vonalak jelölik. S1: elsődleges palásság. S2: főpalásság. S3 harmadlagos, gyenge elválás. *b)* Ugyanezen szelvényben a főpalásság (S2) lefutását vékony vonalak jelzik

Fig. 12. Change of attitude of main schistosity due to later folding. Cross section of the Szinva-valley. a) Stratigraphic section. Lithologies: 1 Anisian Hámor Dolomite; 2 Anisian–Ladinian Szentistvánhegy Metaandesite; 3 Ladinian–Carnian Fehérkő Fm., Bükkfennsík Limestone; 4 Carnian (?) thin, grey cherty limestone; 5 Ladino-carnian(?) secondary dolomite; 6 Carnian (?) Vesszős Shale. Small circles indicate observed bedding/schistosity relations and outcrop-scale structures. Bedding planes are indicated by thicker lines. S1: first schistosity. S2: main schistosity. S3 weak cleavage. b) Attitude of main schistosity (S2), indicated by thin lines, in the same section



13. ábra. A Nagyfennsík keleti elvégződése körzetében mért utólagos redők sztereografikus képe. Mindegyik sztereogram Wulff alsó félgömb vetületben készült. A betűkódok az egyes utólagos redő-családokat jelölik. Elkülönül egy, a palásság csapásával együtt forgó tengelyű P3 és P4a, valamint egy ívelődésre érzéketlen Pb család

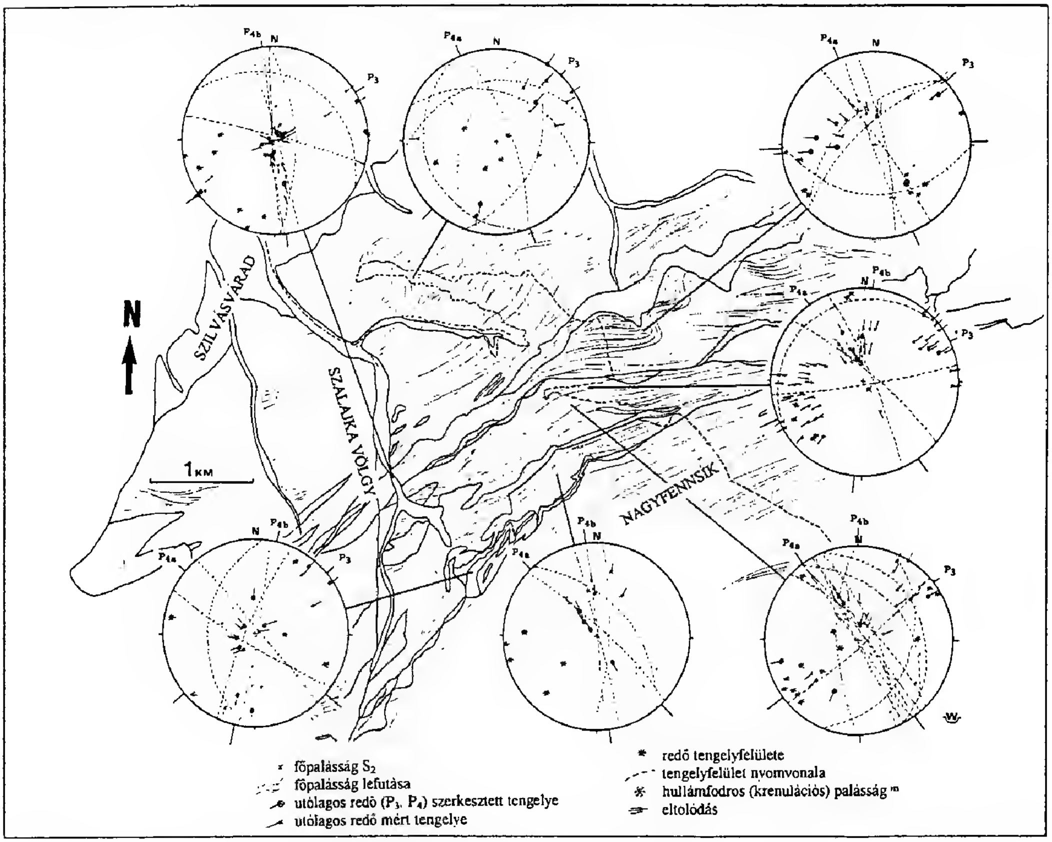
Fig. 13. Stereographic plots near the eastern termination of Nagyfennsík. All plots in Wulff lower hemisphere projection. Codes refer to the defined fold-groups. Two groups (P3 and P4a) turning with the attitude of main schistosity, and one not sensible to this flexure (P4b) are separated. Cross: Main schistosity. Thin lines: strike of main schistosity. Barbed surrounded cross: constructed axis of late fold. Barbed cross: measured axis of late fold. Star: pole to axial plane of late fold. Dashed line: trace of axial surface. Surrounded star: pole to crenulation cleavage. Shear arrows: strike-slip zone

(*12. ábra*). Fontos megjegyezni, hogy e redőket érinti a palásság csapásváltása-ívelődése (*13. ábra*), tehát igen valószínűen ívelődés előttiek.

A Hereg-rét útkanyarjában a Bánya-hegyről megismert tarka, vékonyréteges sorozat gyűrődik (*11b. ábra*). A rétegek igen préseltek, a főpalásság sem különül el a rétegzés felületétől. Eredeti (P2) redők nem láthatók az összletben. Annál szebben mutatkoznak utólagos, hirtelen átfordulású, cikcakk redők. Ezek tengelye északias dőlésű, tengelysíkja közel függőleges. A kifejezetten diszharmonikus redőkben szabályszerűség figyelhető meg. A redők külső burkát enyhébb ívű, nagy redők képezik, melyekből befelé a redők magva felé egyre jobban

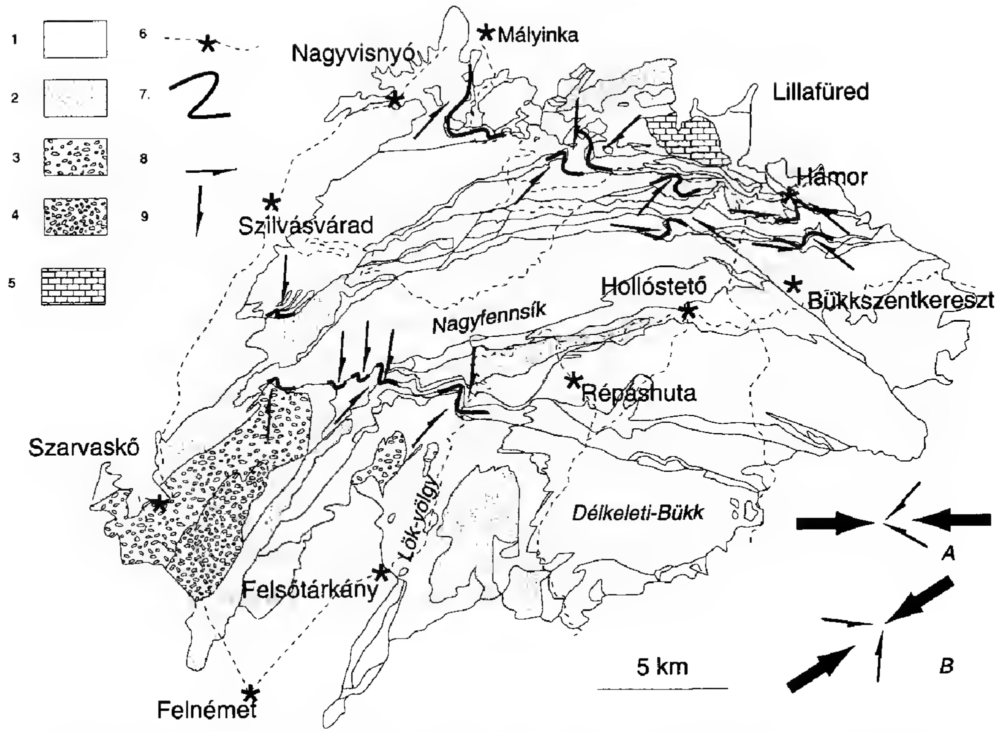
összegyűrt, egyre diszharmonikusabb redők fejlődnek. A helyproblémákat igen gyakran belső feltolódási felszínek oldják. A teljesen kaotikus belső magot azután a következő laza ívű redőtől egy réteggel párhuzamos lenyesési felület választja el. Eme lenyesési felületek redő-csomagokra bontják a feltárást.

Ilyen, északias tengelyű utólagos redők is szép számmal találhatók a hegység sok pontján (*14. ábra*). Egy, a szilvásváradi úton lévő feltárás alapján úgy tűnik, hogy a K–NY-i tengelyű utólagos redők (P3) megelőzik az É–D-i tengelyűeket (P4a, P4b). Ugyanilyen kronológiai viszonyokat figyelt meg FODOR (1989) is. A redők irányadatainak elemzéséből (*13, 14. ábra*) kitűnik, hogy az északias tengely (É–D-i tengelysíkú) redőknek két családja van. Egyik (P4a) nagyjából merőleges tengelyfelületű a palásságra, azaz ennek helyzetétől függően változtatja térbeli helyzetét. A másik redő-család (P4b) iránya kitartóan É–D-i, tekintet nélkül a korábbi szerkezetek csapá-



14. ábra. A Nagyfennsík nyugati elvégződése körzetében mért utólagos redők sztereografikus képe. Mindegyik sztereogram Wulff alsó félgömb vetületben készült. A betűkódok az egyes utólagos redő-családokat jelölik. Elkülönül egy, a palásság csapásával együtt forgó tengelyű P3 és P4a, valamint egy arra érzéketlen P4b család

Fig. 14. Stereographic plots near the western termination of Nagyfennsík. All plots in Wulff lower hemisphere projection. Codes refer to the defined fold-groups. Two groups (P3 and P4a) turning with the attitude of main schistosity, and one not sensible to this attitude (P4b) are separated. Other symbols identical to those of Figure 13



15. ábra. Térképi méretű utólagos redők a Bükk hegységben. 1. Nagyfennsíki parautochton; 2. Mónosbéli takaró; 3. Szarvaskő I. takaró; 4. Szarvaskő II. takaró; 5. Kisfennsíki takaró(?); 6. Főbb út helyiséggel; 7. Jelentősebb utólagos redők; 8. A redők okaként feltételezett egyik fajta nyírás-rendszer; 9. A redők okaként feltételezett másik fajta nyírás-rendszer. Bővebb magyarázat a szövegben. Az alsó kis ábrák (A, B) a két, összetartozó nyírás-rendszert, illetve az azokból következő rövidülési irányokat mutatják

Fig. 15. Sketch map of map-scale late folds of the Bükk Mts. Thin lines indicate lithological boundaries. 1 Nagyfennsík parautochthonous; 2 Mónosbél nappe; 3 Szarvaskő I nappe; 4 Szarvaskő II nappe; 5 Kisfennsík nappe(?); 6 Main road with settlement; 7 Main late folds; 8 First type shear system, probably resulting these folds; 9 Second type shear system, probably resulting these folds. Smaller figures at lower right (A, B) show a cartoon-representation of the conjugate shear systems and the inferred shortening directions. Both systems might have acted successively. Other evidence, as strike-slip type slickenslide lineations with needed sense and map-scale offsets exist along both shear systems parallel to the indicated shear-zones

sának torzulásaira. E megfigyelésből az a következtetés adódik, hogy az első redőcsalád (P4a) ívelődés előtti, a másik (P4b) ívelődés utáni.

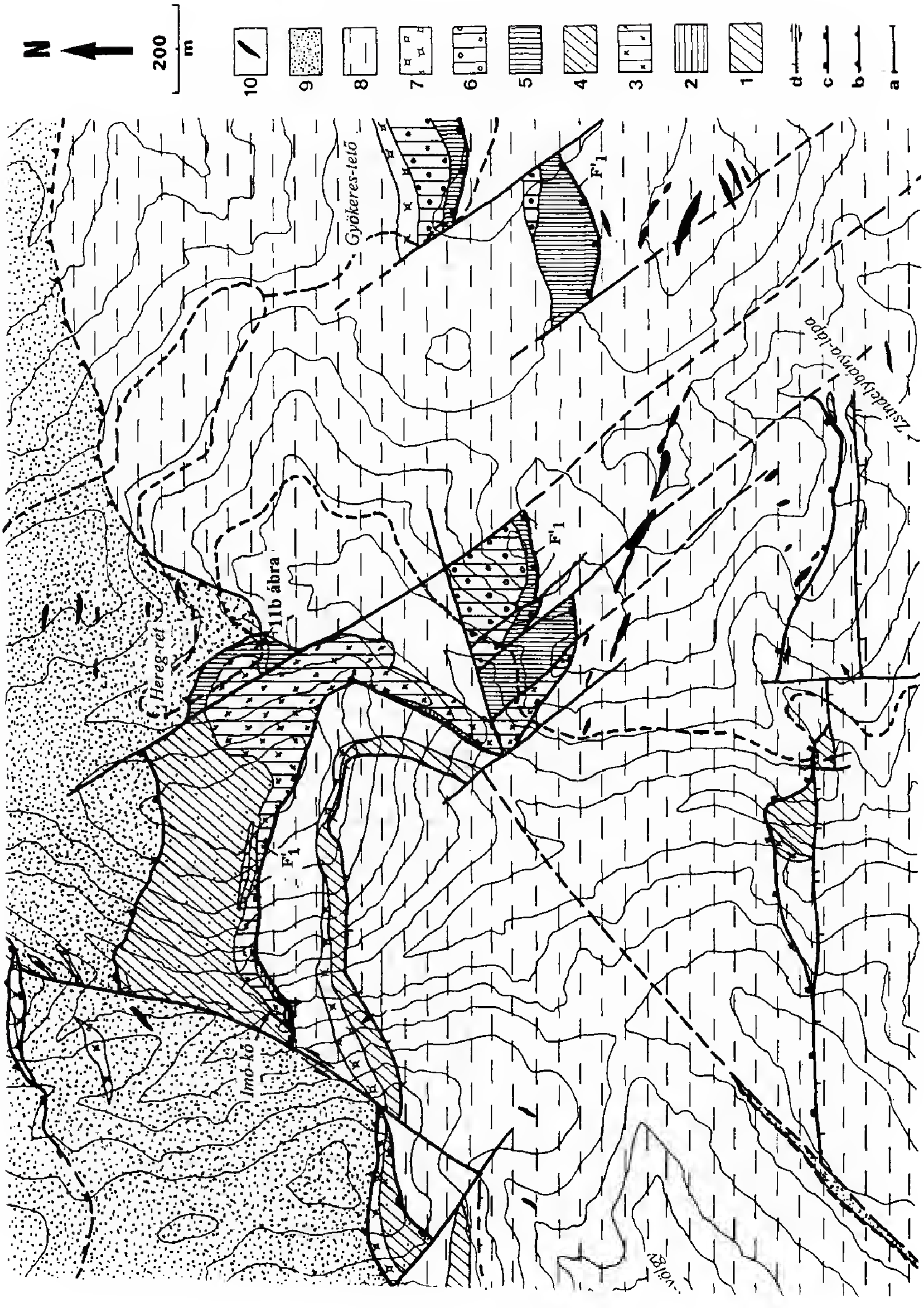
Még egy utólagos redőcsoportról kell megemlékezzek, melyek az előzőektől eltérően térképi méretűek (P6). E redők keskenyebb karbonátgerincek vagy képződménysorok cikcakk gyűrődésével keletkeznek. Általánosan függőlegeshez közeli tengelyűek és S vagy Z alakban deformálják a képződményeket. Térképi méretű redők (*15. ábra*) például a Déli-Bükk Fekete-len nevű gerincén (*16. ábra),* az Északi-Bükk Odvas (Bartus)-kövénél, vagy a Látó-hegy közelében láthatóak. A Nagyfennsík déli pereme (*15. ábra*) ugyanilyen módon redőzött, eme szerke-

zetek miatt különül el, és ugrik rendre északra a Pes-kő–Oltár-kő–Messzelátó–Bél-kő vonulat. Megjegyzendő, hogy a hereg-réti feltárásnál említett É–D-i tengelyű feltárás-méretű redők gyakran eme térképi redők csuklózónájában fordulnak elő, tehát elképzelhető, hogy a két forma genetikai kapcsolatban van. A függőleges tengelyű cikcakk redők általában ott fordulnak elő, ahol regionális eltolódási zónák vannak: a redők aszimmetriája az eltolódás menti nyírásokat jelzi. A térképi méretű redők zöme ÉK–DNY-i jobbos és ÉNY–DK-i balos, vagy É–D-i csapású jobbos és K–NY-i csapású balos nyírási rendszerre illeszkedik. (*15. ábra*). Egyes helyeken (pl. Fekete-len, Borókás) a térképi méretekhez kapcsolódó kisebb redők É–D-i tengelyűek (P4b), K–NY-i rövidülést jeleznek, ami jól illeszkedik az első nyírópárhoz. Másfelől a Nagyfennsík nyugati részén található redők zömét É–D-i jobbos eltolódás metszi (pl. Vörös-kő, Hegyes-kő, Pes-kő: az egyes kőzetsávok 100 m-es nagyságrendű jobbos elvonszolódást, elszakadást szenvedtek), így valószínűbb a második rendszerhez kapcsolódásuk. Ez egy ÉK–DNY-i rövidülési és egy erre merőleges megnyúlási irányt jelez. Feltehető, hogy a térképi méretű cikcakk redők több deformációs fázis eredményei, ilymódon mindkét nyíró-rendszer sajátosságait tükrözhetik.

Hullámfodrosság, krenulációs elválás

E jelenség főként igen finoman palás képződményekben látszik. A főpalásság felületét jellegzetes, mm-es barázdák hullámosítják. Keresztmetszetben a főpalásságot gyűrő mikroredők és az azt átmetsző gyenge, de sűrű elválás látható. A krenulációs palásság a mikroredők tengelyfelületével párhuzamos. Ilyen jellegű, nyilvánvalóan a főpalásság utáni elválást és mikroredőket több irányban is sikerült mérni. Az irányok alapján több rövidülési esemény körvonalazható. Ezek relatív sorrendje nem ismert. A K–Ny-i utólagos redők (P3) tengelysíkjával párhuzamosan (S3) és az É–D-i, ívelődés előtti redők (P4a) tengelyfelületével párhuzamosan (S4? S6?) is húzódik hullámfodros palásság (*13, 14. ábra*). Ezek alapján elképzelhető, hogy bizonyos krenulációk kapcsolódnak a cikcakk redők képződéséhez. A hegység nyugati felén észlelt ÉNY–DK-i csapású krenulációs palásság ÉK–DNY-i rövidülés hatására, a nagyméretű cikcakk redőkkel együtt (P6?) is létrejöhetett.

Érdekességképpen megjegyzem, hogy igen hasoló jelenséget: mikroredőket és azokhoz kapcsolódó szabályszerű elválást észleltem az oligocén Tardi Agyag laminitjében. A Nagyeged oldalában lévő híres feltárásban az észlelt formák biztosan nem üledékes eredetűek, mert azokhoz nem tartozna a hullámfodrok tengelyfelületében észlelhető elválási felület, s a fodrok nem lennének több rétegen át kitartóak. A krenuláció alapján az oligocén összletet ÉK–DNY-i irányú rövidülés érte. Ez az elválás megegyezik a hegység belsejében, palás mezozoos kőzeteken mért ÉNY–DK-i csapású krenulációs palássággal. Mivel jelentős betemetődéssel e szerkezet kialakulásakor nem számolhatunk, feltehető, hogy a Tardi Agyag részben képlékeny (kevéssé konszolidált) volt a deformáció ideje alatt. Lehetséges, hogy a mezozoikumot és az oligocént ért alakváltozás közt csak véletlen egybeesés van (pl. felújulás).


N
200 m
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
d
c
b
a
Gyökeres-tető
Hereg-rét
11b ábra
Imó-kő
Zsindelybánya-lápa
F'1
F'1
F'1

Ívelődés (A5)

BALOGH (1964) klasszikus térképén is feltűnik a bükki, valamint kisebb mértékben az aggteleki képződmények íves lefutása (*1. ábra*). Eme ívelődést a Darnó vonalhoz, mint jelentős eltolódáshoz való idomulással magyarázták (ZELENKA et al. 1983; BALLA 1987b). Képlékeny-töréses eltolódáskor ugyanis az eredeti szerkezetek elvonszolódnak, újradeformálódnak. Az elvonszolódás jellegéből ZELENKA et al. (1983), BALLA (1987b) Darnó menti balos eltolódásra következtettek, s annak mértékét több 10 km-ben jelölték meg. A szerkezeti mérések térképrevitelekor kitűnt, hogy nem csak a képződmények csapása, hanem a főpalásság lefutása és a palássággal egyidejű redők tengelyirányai is mutatják ezt az ívelődést (*2, 13, 14. ábra*). Ebből az a következtetés adódik, hogy az ívelődés (Darnó menti elvonszolódás) a főpalásság és ahhoz kapcsolódó redőződés utáni esemény. E deformáció jellege némi képlékeny viselkedést, azaz viszonylag jelentősebb betemetődést feltételez.

Nemcsak a hegység nyugati része áll be a Darnó iránnyal párhuzamosan, hanem bizonyos keleti részek is ívelődnek, méghozzá ellentétes irányban (*13. ábra*). Ez a jelenség különösen Bükkszentkereszt környékén szembetűnő, ahol egy Darnóra majdnem merőleges zónára, a Bükkszentkereszti törésre párhuzamosan állnak be a szerkezeti irányok annak két oldalán. Jellegzetes képződménysávok korrelálásával mintegy 4 km-es jobbos elvetés állapítható meg a zóna mentén (*9b ábra*). Ennek az elvetésnek kőhurkák és vetőkarcok formájában bizonyítékai is vannak a Szinva-völgyben. A Nagyfennsík kerek-hegyi, keleti elvégződése is eme eltolódás mentén való kimetsződés és elvonszolódás következménye (*9a, 10. ábra*).

Érdekes, hogy a bükkszentkereszti jobbos nyírózóna csak kicsiny mértékben metszi a Fehér-kő mészkőgerincét; ráadásul az ettől északra lévő szerkezeti irányok sem vesznek tudomást az ívelődésről (*9a ábra*). A Bükkszentkereszti törés a Bükkfennsíki Mészkő északi, tektonikus pereméhez simul. Eme tektonikus peremhez a palásság meredekké, vagy déli dőlésűvé válása, valamint K–NY-i tengelyű utóla-

← *16. ábra.* Az Imó-kő–Fekete-len vidékének térképe. Az egymással párhuzamos kőzetsávok nagyméretű cikcakk redőt alkotnak. A Fekete-len a redő É-D-i szárnyát alkotja. 1. Szürke, vékonyréteges tűzköves mészkő; 2. Vörös–lilás krinoideás mészkő; 3. Világosszürke, vékonyréteges mészkő; 4. Szürke, márga-közberétegzéses tűzköves mészkő; 5. Vöröses–sárga vékonylemezes mikrit; 6. Masszív, fehéres platform mészkő olisztolitok; 7. Vörös, zöldes, sárgás radiolarit; 8. Fekete, vékonyréteges, síkpalás zsindelypala; 9. Hullámos palásságú kavicsos agyagpala (Szarvaskői takaró); 10. Kovás vagy kvarcos erek. a) réteghatár, b) takaróhatár c) pikkelyhatár d) vető vagy eltolódás

Fig. 16. Uncovered geological map of the Az Imó-kő–Fekete-len region. Parallel rock-packages form a large zig-zag fold. Fekete-len constitutes the N–S limb of the fold. 1 Grey, thin-bedded cherty limestone; 2 Redish–purple crinoidal limestone; 3 Light-grey thin-bedded limestone; 4 Grey cherty limestone with marly interlayers; 5 Redish–yellow thin-bedded micrite; 6 Massive, light coloured platform-derived olistoliths; 7 Red, green, brown radiolarite; 8 Black, thin-bedded roofing shale; 9 Dark, gritty shale with undulating schistosity (Szarvaskő nappe); 10 Siliceous veins. a) lithological boundary. b) nappe boundary c) boundary of imbricate d) fault or strike-slip fault

gos redők fellépése (Vesszős-völgy, *9b, 12, 13. ábra*) társul. A Bükkszentkereszti törés menti jobbos eltolódás tehát igen valószínűen a Bükkfennsíki Mészkő északi peremén, annak előterében lévő szerkezetekben oldódik fel. A mozgások, szerkezetek jellegéből a Bükkfennsíki Mészkő északkeleti szegélyén jelentkező, km-es nagyságrendű északra tolódás adódik. Ez az északra tolódás alakíthatta ki azt a visszahajló szinklinálist (*12. ábra*), amelyről a Vesszős-völgynél említést tettem. Mivel a nyugati részen az egész bükki tömeg ívelt, ezért ettől északra szintén feltételezhető hasonló nagyságrendű északra tolódás.

A hegység délnyugati részén, a Köves-tető körzetében (*2. ábra*) a palássági-szerkezeti irányok esetenként É–D-i balos nyírási övekhez simulnak. Ezért lehetséges, hogy a hegységet nem csak a Darnó-irányban, hanem kissé elforgatott irányban is érte részben képlékeny eltolódás.

Töréses szerkezetek

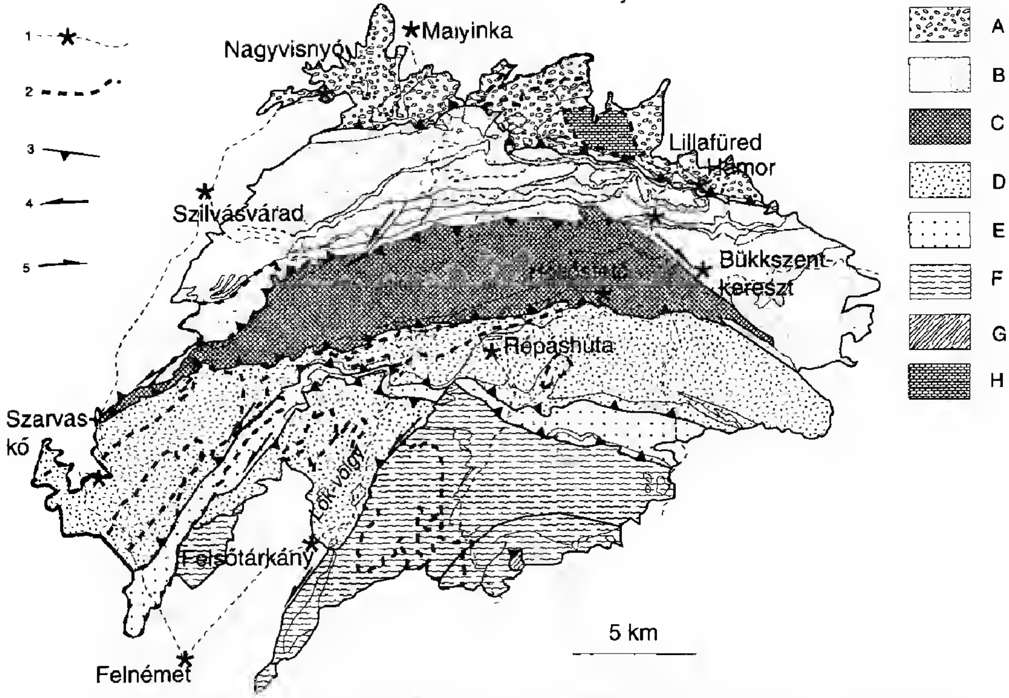
Rendkívül sok töréses szerkezetet lehet észlelni a Bükk hegységben. Ezeket igyekszem csoportosítva tárgyalni, bár bizonyos esetekben genetikai kapcsolatuk nem kellően tisztázott. Egyes nagyobb szabású szerkezetek összefoglaló tárgyalása után a jobb datálhatóság miatt a hegységet körülvevő tercier burokban észlelt szerkezeteket szeretném taglalni.

K–NY-i csapású feltolódások (T2? T3? T5, T7, T9)

E szerkezetek leginkább térképezéskor, térképi elemzéskor válnak nyilvánvalóakká (*17. ábra*). Rétegsorok, szerkezetek megszakadásakor, ismétlődésekor következtetünk rájuk. A Bükk két, a domborzati viszonyokból is látható feltolódása a Nagyfennsíkot északról és délről határoló felület, melyek viszonylag meredek dőlésűek (*17. ábra*). A hegység déli részén az északi dőlésű törésfelületek uralkodnak, míg az északi részen néhol déli dőlésű feltolódásokat is találunk (pl. Lusta-völgy, Kerek-hegy környezete, *10. ábra*). E felületek a mezozoos rétegsort ismétlik, bár a Nagy-Ökrös közvetlen déli előterében, a domborzati viszonyok, térképezés alapján lehetséges, hogy az alsó-miocén riolittufát is érte feltolódás.

Különösen a déli részen lévő (északias dőlésű) feltolódások esetén szabályszerű, hogy eme tektonikus felületek nagyobb, palássággal egyidejű antiklinálisok átbuktatott szárnyát fenik el. E geometria esetleges genetikai kapcsolatukra (harapódzó feltolódás feletti redők, in CSONTOS 1998) utalhat. Ez esetben a feltolódások és a P2 redők egykorúak (T2). Kapcsolódhatnak azonban e feltolódások a palásság utáni, K–NY-i tengelyű redőkhöz (P3, T3) is.

A Bükk hegység központi és déli részén az egyes antiklinálisok alkotta és feltolódások határolta pikkelyek rendre, szabályszerűen követik egymást (*16. ábra*). Igen figyelemreméltó, hogy az egyes pikkelyek rétegtani és fácies tartalma kissé eltér, így a pikkelyek egykori (feltehetően triász) ősföldrajzi egységek határait követik. Másszóval: részben azok a töréses szerkezetek éledtek újjá, amelyek eme ősföldrajzi egységeket egykor határolták. A feltolódások és nagymé-



17. ábra. Főbb K–NY-i csapású **feltolódások vázlata. 1. Főbb** út helyiséggel; 2. Eredeti (szarvaskői) takaróhatár; 3. Pikkelyhatár; 4. Balos eltolódás vagy összetevő; 5. Jobbos eltolódás vagy összetevő; A – Északi antiklinális pikkely északi része; B – Északi antiklinális pikkely déli része; C – Nagyfennsíki pikkely; D – Répáshutai-szarvaskői pikkely és Lök-völgyi egység (valószínűleg a Répáshutai pikkely elszakadt, délre csúszott része; E – Derecskei pikkely; F – Délkelet-bükki pikkelyek; G – Gerenna-tető pikkelye; H – Kisfennsíki takaró vagy pikkely (?)

Fig. 17. Sketch map of the major thrusts of E-W strike. Thin lines indicate lithological boundaries. 1 Main road with settlement; 2 Original nappe boundaries; 3 Boundary of imbrication; 4 Left-lateral fault or component; 5 Right-lateral fault or component; A – northern part of the Northern anticline imbricated sheet; B – southern part of the Northern anticline imbricated sheet; C – Nagyfennsík imbricate sheet; D – Répáshuta-Szarvaskő imbricate sheet and Lök-völgy unit (probable southwards overthrust and erosionally separated part of the Répáshuta imbricate sheet; E – Derecske imbricate sheet; F – Southeast-Bükk imbricate sheets; G – Imbricate sheet under Gerenna-tető; H – Kisfennsík nappe or imbricating (?)

retű redők mindegyik szerkezeti egységet (takarót) és mezozoos réteget érintik. A hegység nyugati részén, ott, ahol a Darnóhoz való ívelődés jelentős méreteket ölt, a keletebbről megismert pikkely-sorrend felborul (*17. ábra*). Keleti szelvényekben a Répáshutai pikkelytől délre a zömmel tűzköves mészkövekből álló Derecskei-, Délkelet-bükki pikkelyek következnek. Nyugati szelvényekben a Szarvaskői-szinform délkeleti szegélyén megtaláljuk a Répáshutai pikkely maradványát, majd egy tűzköves mészkövet tartalmazó Derecskei pikkely következik, ettől délre azonban ismét a Répáshutai pikkelyhez igen hasonló litológiai összetételű Lök-völgyi egység következik. Ennek alapján úgy tűnik, hogy a Répáshutai pikkely bizonyos része dél felé túltolódott az alatta lévő pikkelyeken. Ezen esetben tehát jelentősebb allochtóniát feltételezhetünk.

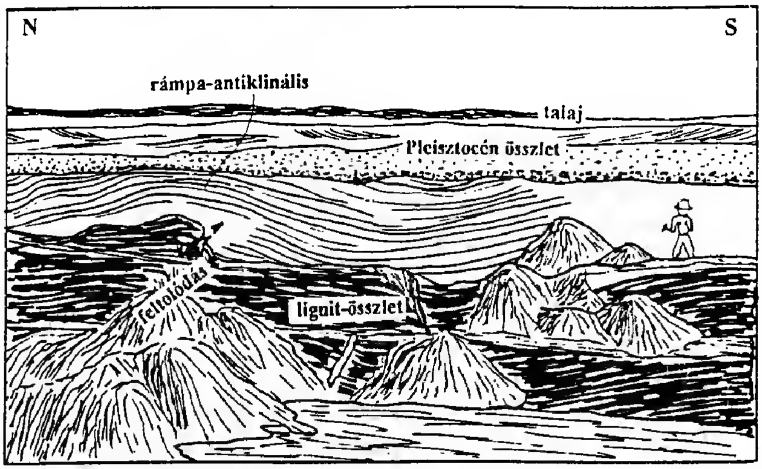
Értelmezésem szerint az eredeti, K–NY-i csapású feltolódások a palássággal egyidejű redők képződéséhez kapcsolódnak, vagy közvetlenül azok keletkezését követik. Egyes jól nyomozható feltolódási felületeket az utólagos cikcakk redők (P4, P6) deformálnak (pl. *16. ábra*) A feltolódási felületek, azok szakaszai egy későbbi folyamatkor, pl. az ívelődés alatt vagy miocén rövidüléskor újraéledhettek, újramozgathatták a felettük lévő tömböket.

A hegység északi részén lévő feltolódások az előzőektől kissé eltérő jellegűek. A leglátványosabb, a Bükkfennsíki Mészkő északkeleti szegélyén húzódó (*17. ábra*) határozottan kötődni látszik a Darnó és kapcsolt eltolódás-rendszerhez, annak helyproblémáit oldja fel (T5). Ugyancsak déli, délnyugati dőlésű, kisebb feltolódásokat lehet térképezni a Kerek-hegytől délre (*10. ábra*).

A Kisfennsík környéki szerkezetek igen bonyolultak. Azok taglalása még sok munkát kíván, így azokkal jelen munkában nem foglalkozom.

A hegység körüli alsó-miocén összletet a Darnó vonal mentén jelentős rövidülés érte. Ez egyrészt a Darnó menti rátolódással (TELEGDI ROTH 1951; T7), másrészt a Bükkszék környéki, oligocénben és alsó-miocénben észlelhető antiklinálisokban (SCHRÉTER 1952) mutatkozik. Szerkezeti mérések (FODOR et al. 1992, in press), szeizmikus szelvény elemzések (SZTANÓ & TARI 1993) azt sugallják, hogy a deformáció a Darnóra merőleges feltolódás volt, s ebben a korszakban az eltolódási komponens nem volt jelentős. Lehetséges, hogy a bükki tömeg Upponyra tolódása (SCHRÉTER 1943) is eme rövidülési fázishoz köthető. A feltolódás a senont is átbuktatta (BREZSNYÁNSZKY & HAAS 1984; FODOR et al. 1992).

A Bükk déli előterében, Bükkábrány pannon lignit fejtőjében érdekes jelenségek figyelhetők meg. A lignit rétegben mérhető, (BERGERAT & CSONTOS 1987) vetők és a meddőben észlelhető, ritkább eltolódások mellett szép, rejtett feltolódásokat is észlelhetünk (*18. ábra*, CSONTOS et al. 1991c). E lapos feltolódások (T9) helyenként a lignitösszletre futnak ki, máshol (Gyöngyösvisonta) a fedőt is átmetszik. E felto-



18. ábra. A bükkábrányi külfejtésben észlelt redők, szerkezetek CSONTOS et al. (1991c) nyomán. A méretet az alak adja.

Fig. 18. Folds, thrusts observed at the open-air pit of Bükkábrány, after CSONTOS *et al. (1991c). Scale is given by figure. Non-exposed thrusts inferred from shape of coal-seam and overlying beds. Pleistocene unconformity truncates the probable ramp-folds*

lódásokhoz, különösen Bükkábrányban az egész, kvarter előtti pannon összlet redőződése társult (CSONTOS et al. 1991c). A rövidülés iránya nagyjából É–D-i.

Eltolódások

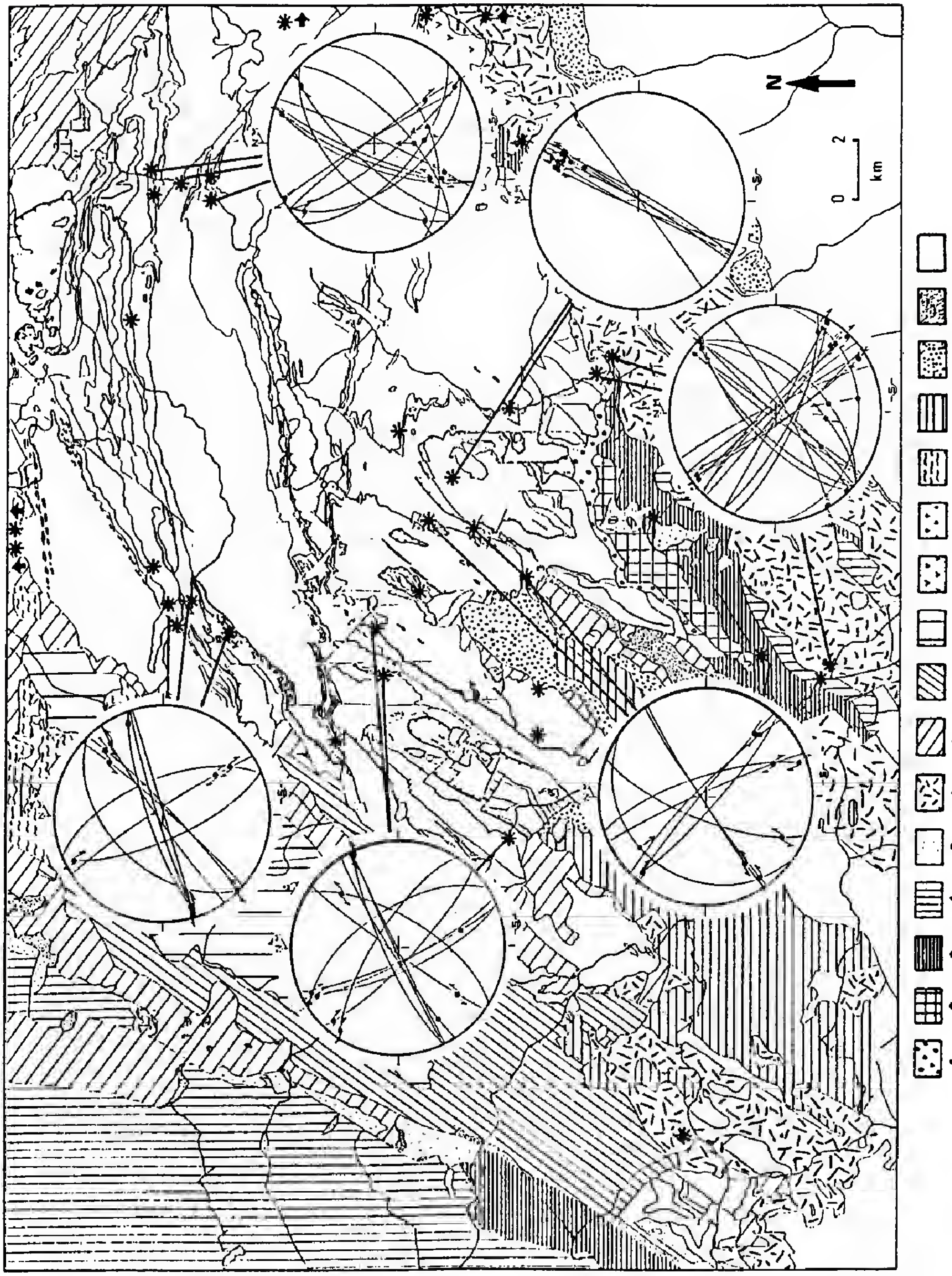
A hegységben számos eltolódás mérhető. Ezek egyrészéről, mint képlékeny-rideg deformációs zónákról már korábban említést tettem. Itt csak annyit szeretnék megjegyezni, hogy kisebb-nagyobb ÉK–DNY-i irányú balos, ÉNY–DK-i irányú jobbos eltolódási felületeket igen sokszor mérhetünk (*19. ábra*). Ezekhez rendre ankeritesedés is társul. Az említett Darnó irányú és kiegészítő rendszer fontos eleme a Lök-völggyel párhuzamosan húzódó törés, amely szintén balos elvetésű.

A hegység körüli miocén összletben az alsó-miocén homokköveken, szenes összleten, aleuriton, alsó-bádeni középső riolittufán, homokon, slíren szép, ÉK–DNY-i balos, illetve kiegészítő irányú jobbos eltolódások mérhetők. Ráadásul egyes feltárásokban több, egymáshoz viszonyítva kissé elforgott törésrendszer is észlelhető (l. még MÁRTON & FODOR 1995; FODOR et al. in press). Ilyen, a Darnóhoz képest elforgatottnak vehető rendszer az É–D-i balos eltolódásokkal jellemzett (*20. ábra*). A hegységet ért kora–középső-miocén forgások alapján (MÁRTON & FODOR 1995) ez lehet az időben első, amelyet a Darnó irányú eltolódások követnek.

Az említett eltolódás-rendszereken kívül, különösen a hegység nyugati felén észlelhető egy É–D-i csapású jobbos rendszer, amelynek a kiegészítő párja is megvan KÉK–NYDNY-i balos eltolódások formájában. Mindkét iránnyal párhuzamosan a körzetben megfelelő elvetésű vetőkarcok mérhetők (*21. ábra*). A fennsík déli pereme több helyen, így a Hegyes-kőnél térképi méretű eltolódásos elvetést szenvedett, ami a csapásirányok elvonszolódásával is járt. Lehetséges, hogy ez a deformáció fiatal, középső–késő-miocén, de az is lehet (valószínű), hogy a nagyobb elvetéseket egy hasonló, korábbi szerkezeti esemény (pl P6) hozta létre. Mindenesetre a déli előtér pannon feltárásaiban is megfigyelhetőek ilyen rendszerbe illő eltolódások. A KÉK–NYDNY-i balos mozgás kapcsolatba hozható a Vatta-maklári-árok fejlődésével (TARI 1988; FODOR et al. in press; *22. ábra*).

Vetők

Az igen sok vetőre vonatkozó adat nem enged egyértelmű értelmezést. Igen kései, a pannonban észlelt tágulásos eseményeken kívül több, ÉK–DNY-i, É–D-i, ÉNY–DK-i tágulást és hozzájuk kapcsolódó vetőket is rögzíteni lehet. Ezen események kora, esetleg eltolódásokkal való kapcsolata azonban meglehetősen bizonytalan. A Darnó zónában és környékén végzett mérések (FODOR et al. 1992, in press) valamint a déli pannon lignitbányák alapján a pannonban NYÉNY–KDK-i tágulás volt jellemző a vidékre (*22, 23. ábra*).

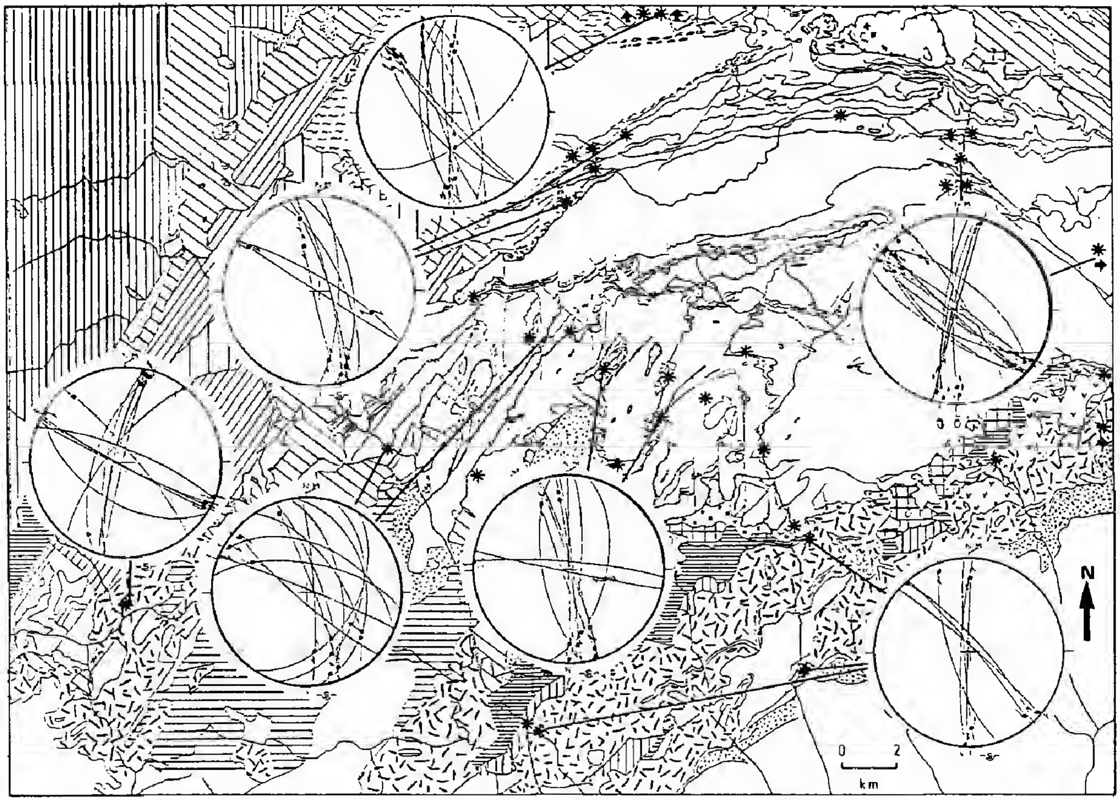

N
0
2
km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Forgások

A hegység szerkezetfejlődése szempontjából talán nem haszontalan, ha összefoglalom a főként MÁRTONNÉ SZALAY E. és munkatársai által paleomágneses vizsgálatokkal nyert eredményeket (MÁRTON & MÁRTON 1996). A Bükk környékéről igen sok helyről és szerencsére időben is részletes információ áll rendelkezésre. A mintázott összletek kor szerint eltérő forgásokat mutattak, amelyeket sikerült egységes földtani modellbe illeszteni (MÁRTON & FODOR 1995). Az ismételt próbálkozások ellenére a paleogén előtti bükki minták eddig nem adtak a mezozoos fejlődésre egyszerűen értelmezhető paleomágneses eredményt. Az ottnanginál idősebb tercier minták jelentős, 75–80°-os óramutatóval ellentétes forgást, a kora-bádeninél idősebbek 30°-os ugyanilyen irányú forgást mutattak, a kora-bádeninél fiatalabbak nem mutattak forgást (MÁRTON & FODOR 1995). E forgásokat gyakorlatilag homogén módon, a hegység körül, annak tágabb környezetében is észlelték. Ez a tény annyit is jelent, hogy a hegység nyugati felét érintő, Darnó irányú elhajlást nem lehet e forgáshoz kötni (l. BALLA 1987 b), hiszen a hegység keleti fele ellentétesen ívelődik, s ez a paleomágneses anyagban nem mutatkozik. A forgások az említett szerzők szerint rövid idő alatt (a késő-ottnangiban 50°, illetve a kora-bádeniben 30°) zajlottak le. A tömbforgások kielégítően magyarázzák a hasonló, a forgásokkal azonos mértékben elforgatott törésképeket.

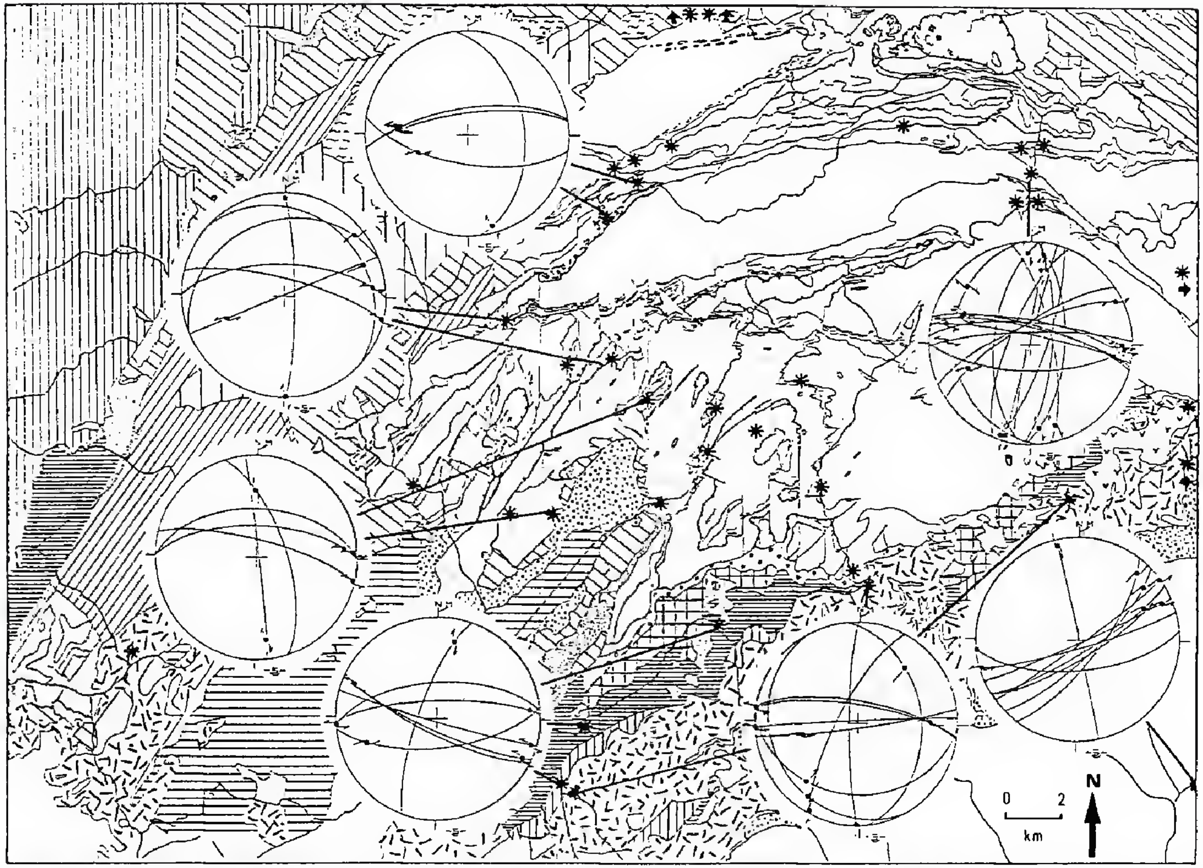
← *19. ábra.* Darnó és kiegészítő irányú eltolódási övek mért törései Schmidt alsó félgömb sztereografikus vetületben. A csillagok az észlelési pontokat jelölik. A törések nyomvonalasan, az észlelt karcok pontszerűen vannak ábrázolva. Az eltolódási jellegeket a nyíró nyíl-párok adják. Az alaptérkép BALOGH (1964) nyomán készült. A hegység paleo-mezozoos magvában a litológiai határok vannak jelölve. 1. Felső-eocén alapbreccsa; 2. Felső-eocén mészkő; 3. Eocén–oligocén márga; 4. Oligocén agyagok; 5. Eggenburgi konglomerátum, faunás homok és tarka sorozat; 6. Alsó-miocén ignimbrit és riolittufa; 7. Ottnangi szenes rétegek; 8. Chlamysos homok, szénfedő; 9. Kárpáti slír; 10. Középső-miocén riolittufa; 11. Bádeni mátrai andezit; 12. Bádeni tufás márga, agyag lajtamészkővel; 13. Szarmata homok, agyag, kavics; 14. Szarmata riolittufa; 15. Pannon agyagos-homokos lignites összlet; 16. Pannonnál fiatalabb összletek (délen)

← Fig. 19. Stereographic plots of the Darnó strike-slip system. Schmidt, lower hemisphere projection. Stars indicate measured sites. Faults are plotted by their traces, while slickenslide lineations are indicated with points on the fault trace. Shear-arrows indicate determined sense of shear. Base map after BALOGH *(1964), slightly modified. Only lithological boundaries are marked in the Paleo-Mesozoic core of the Bükk Mts. 1 Upper Eocene breccia; 2 Upper Eocene limestone; 3 Eocene–Oligocene marl; 4 Oligocene clays; 5 Eggenburgian conglomerate, sand and variegated series; 6 Lower Miocene ignimbrite and rhyolite-tuff; 7 Ottnangian coaly beds; 8 Chlamys sand; 9 Karpatian schlier; 10 Middle Miocene rhyolite-tuff; 11 Badenian Mátra andesite; 12 Badenian tuffaceous marl, clay with Leitha-limestone; 13 Sarmatian sand, clay, gravel; 14 Sarmatian rhyolite-tuff; 15 Pannonian sandy-clayey lignite series; 16 Series younger than Pannonian (in South)*



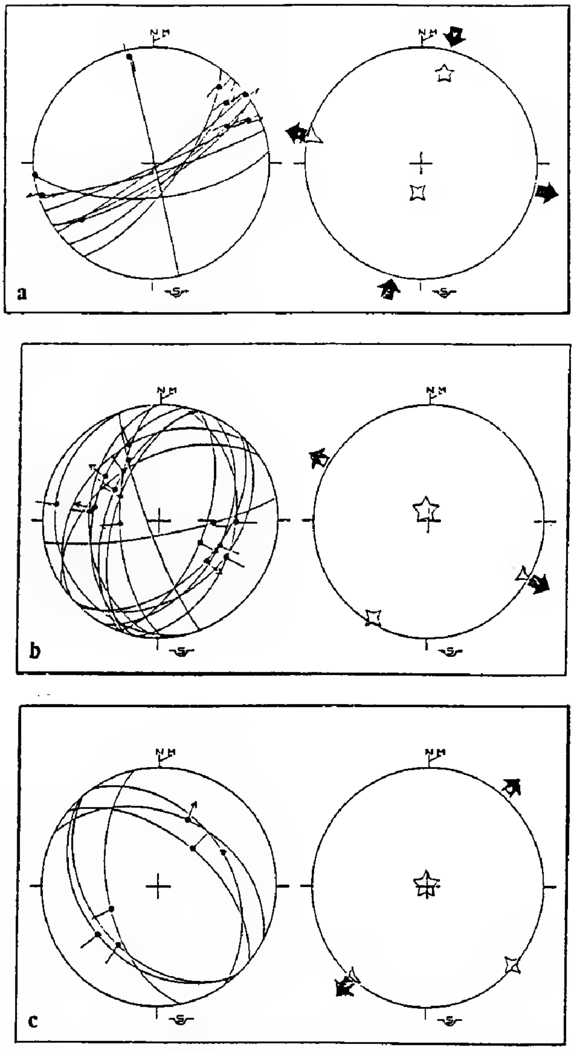
20. ábra. Az elforgatott Darnó eltolódási rendszer mért törései Schmidt alsó félgömb szereografikus vetületben. A csillagok az észlelési pontokat jelölik. A törések nyomvonalasan, az észlelt karcok pontszerűen vannak ábrázolva. Az eltolódási jellegeket a nyíró nyíl-párok adják. Az alaptérkép jelkulcsa megegyezik a *19. ábrá*éval

Fig. 20. Stereographic plots of the rotated Darnó strike-slip system. Schmidt, lower hemisphere projection. Stars indicate measured sites. Faults are plotted by their traces, while slickenslide lineations are indicated with point on the fault trace. Shear-arrows indicate determined sense of shear. Base map and other symbols are the same as on Figure 19



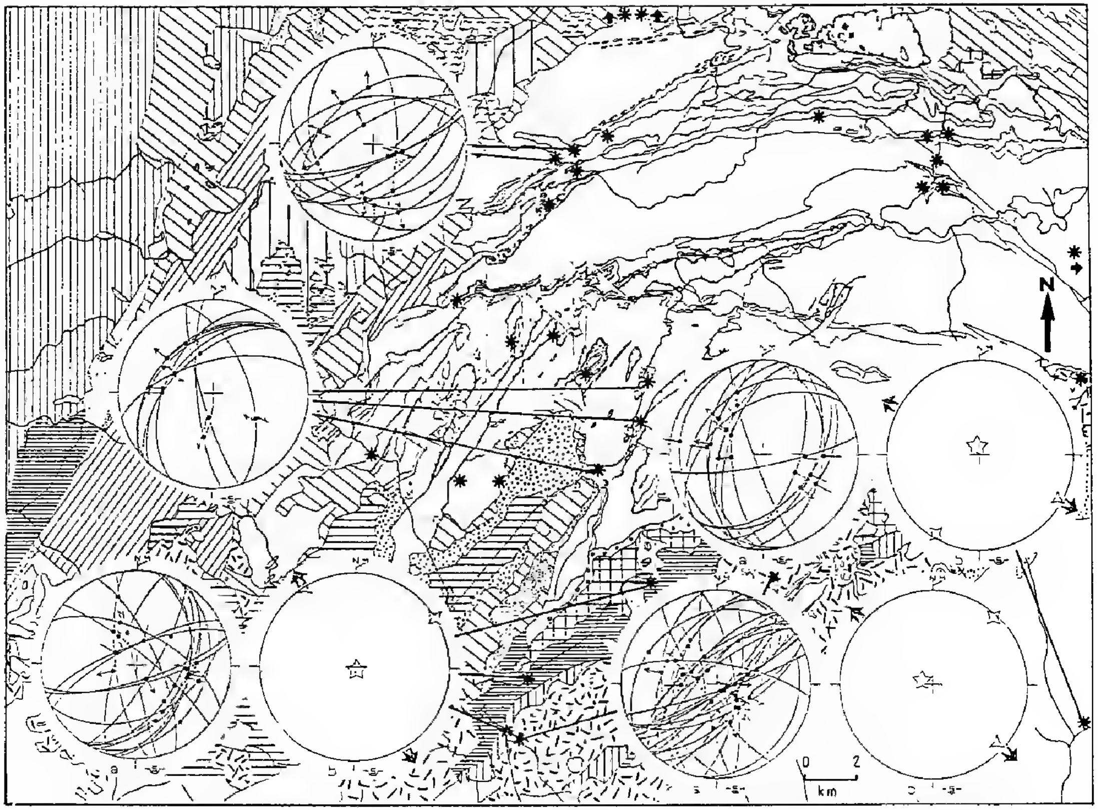
21. ábra. A Vatta-maklári eltolódási rendszer mért törései Schmidt alsó félgömb szereografikus vetületben. A csillagok az észlelési pontokat jelölik. A törések nyomvonalasan, az észlelt karcok pontszerűen vannak ábrázolva. Az eltolódási jellegeket a nyíró nyíl-párok adják. Az alaptérkép jelkulcsa megegyezik a *19. ábráéval*

Fig. 21. Stereographic plots of the Vatta-Maklár strike-slip system. Schmidt, lower hemisphere projection. Stars indicate measured sites. Faults are plotted by their traces, while slickenslide lineations are indicated with point on the fault trace. Shear-arrows indicate determined sense of shear. Base map and other symbols same as on Figure 19



22. *ábra*. A bükkábrányi külszíni fejtésben mért törések szereografikus vetülete, Schmidt alsó félgömb vetületben, részben CSONTOS et al. (1991c) nyomán. A törések nyomvonalasan, az észlelt karcok pontszerűen vannak ábrázolva. Az eltolódási jellegeket a nyíró nyíl-párok adják. A kifelé mutató szakállas pontok normál vetős elmozdulást jeleznek. A baloldali sztereogramok a mért adatokat, a jobboldaliak az ezek alapján számolt feszültségtereket (ANGELIER 1979) jelölik. Háromszög: σ 3. Ötszög: σ 1. Négyszög: σ 2 a) Eltolódások. b) ÉNy–DK-i tágulást jelző vetők. c) ÉK–DNy-i tágulást jelző vetők. Az a, és b, ábrán szereplő eltolódások, vetők egyazon feszültségtérben is keletkezhettek. A fejtőben észlelt feltolódásokat (*18. ábra*) nem lehetett lemérni

Fig. 22. Stereographic plots of faults measured at the Bükkábrány open-air pit partly after CSONTOS et al. (1991c). Schmidt, lower hemisphere projection. Faults are plotted by their traces, while slickenslide lineations are indicated by barbed point on the fault trace. Shear-arrows indicate determined sense of shear. Outwards pointing barbs indicate normal faulting in that direction. Left-side plots show measured faults, right-side plots show calculated stress-tensors (ANGELIER 1979). Triangle: σ 3. Star: σ 1. Diamond: σ 2. a) Strike-slip faults. b) Normal faults indicating NW–SE elongation. c) Normal faults indicating NE–SW elongation. Strike-slip and normnal faults on plots a, and b, may have acted together, in a common stress-field. Thrust faults observed in the pit could not be measured



23. *ábra*. ÉNy–DK-i **tágulást jelző vetők adatai Schmidt** alsó félgömb **sztereografikus vetületben**. A csillagok az észlelési pontokat jelölik. A törések nyomvonalasan, az észlelt karcok pontszerűen vannak ábrázolva. A kifelé mutató szakállas pontok normál vetős elmozdulást jeleznek. A baloldali sztereogramok a mért adatokat, a jobboldaliak az ezek alapján számolt feszültségtereket (ANGELIER 1979) jelölik. Háromszög: σ3. Négyszög: σ2 Ötszög: σ1. Az alaptérkép jelkulcsa megegyezik a *19. ábrá*éval

Fig. 23. Stereographic plots of the NW–SE elongation. Schmidt, lower hemisphere projection. Stars indicate measured sites. Faults are plotted by their traces, while slickenslide lineations are indicated by barbed point on the fault trace. Shear-arrows indicate determined sense of shear. Outwards pointing barbs indicate normal faulting in that direction. Left-side plots show measured faults, right-side plots show calculated stress-tensors (ANGELIER 1979). Triangle: σ3. Star: σ1. Diamond: σ2. Base map and other symbols same as on Figure 19

A szerkezetalakulás időrendje

A Bükk szerkezeteinek időbeni kialakulása máig sokat vitatott és részleteiben homályos. Ennek elsősorban az az oka, hogy a legfiatalabb mezozoos üledékek kora nem kielégítő pontossággal meghatározott, valamint a szerkezeti fejlődés szempontjából igen fontos késő-jura vége–kréta és kora-paleogén nincs üledékekkel képviselve, így erről az intervallumról csak analógiák (BALLA 1987a) és ritka radiometrikus koradatok alapján (ÁRVA-SOÓS et al. 1986; ÁRKAI et al. 1995) találgathatunk. A következőkben összefoglalom azokat az érveket, amelyek a szerkezetek relatív korának és feltehető korának megállapítására szolgálnak. A mezozoos üledékekkel egyidejű, tágulásos jellegű mozgásokkal, valamint a Szarvaskői takarók feltolódásának első jeleivel a rétegtani cikkben (CSONTOS in press) foglalkozom.

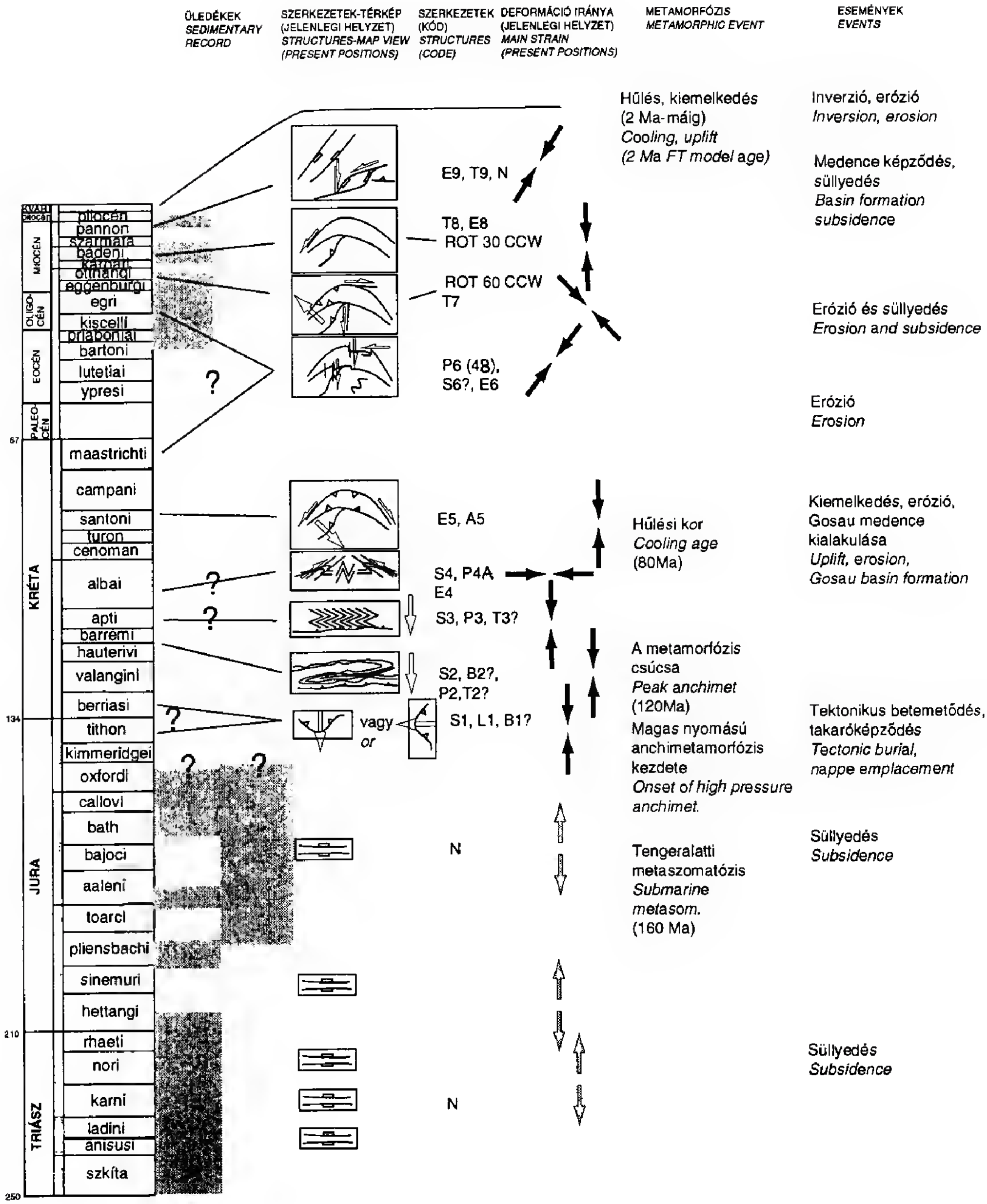
A deformációk sorrendjét egyrészt a megfigyelt egymásrarakódás elvének alkalmazása, másrészt az alakváltozás képlékenységi foka határozhatja meg. Az előbbi sorrendet az egyes deformációk leírásánál említettem. Utóbbi elven azt értem, hogy a legképlékenyebb alakváltozások nyilvánvalóan a metamorfózis csúcsa körül keletkezhettek, a kiemelkedéssel (és a hőmérséklet folyamatos csökkenésével, l. ÁRKAI et al. 1995) egyre törésesebb jellegű lett az alakváltozás. Mivel a hegység a késő-eocénre üledékképződési térszínné vált (BALOGH 1964), az igazán képlékeny deformációk csakis ezelőtt a kor előtt képzelhetők el.

A legképlékenyebb, legnagyobb hőmérsékletet igénylő alakváltozások a rétegzéssel párhuzamos lapulás, a mega-budinázs és a palássággal egyidejű redők képződése (24. *ábra*). Fontos, hogy mindeme képlékeny szerkezetek, azonos irányokkal és jellegekkel egyaránt megtalálhatók a parautochton és a szarvaskői takarók rétegsorában is. Ez arra utal, hogy e szerkezetek a takarók érkezése után keletkeztek. A takarók érkezésével esetleg egykorúnak tekinthetjük a rétegzéssel párhuzamos lapultság kialakulását.

Nem dönthető el pontosan, hogy a mega-budinázs és a palás redők tengelyével párhuzamos megnyúlás a rétegzéssel párhuzamos lapultsággal, vagy a főpalássággal képződött egyszerre. E részletkérdések esetleg célzott radiomet-

→ 24. *ábra*. A Bükk hegység szerkezetfejlődésének vázlatos összefoglalása. Az "üledékek" oszlopban a szürke sávok jelölik az üledékekkel reprezentált időt. Az alsó két sáv a Bükkfennsíki parautochtonnak és a Szarvaskői takaróknak felel meg. A második oszlopban a térképek a mai helyzetben ábrázolják igen vázlatosan a kialakult szerkezeteket. A jelentős forgások miatt ezek eredeti iránya jelentősen eltért a maitól. A harmadik oszlopban a szövegben használt betűkóddal jelöltem az eseményeket. S: palásságok. P: redők. B: budinázs. T: feltolódások. L: vonalasságok. N: vetők. E: eltolódások. A: ívelődés. ROT: blokkforgás. A kora-mezozoos vetőktől eltekintve 9 jelentős szerkezetföldtani esemény különíthető el

→ Fig. 24. Schematic summary of the structural evolution in the Bükk Mts. Grey bands in the first column represent time intervals of sedimentary record. The two bands are related to the record in the Parautochthonous and in the Szarvaskő nappes. The second column indicates cartoons of the main structures in their present positions. Because of very important block-rotations in the Tertiary the original directions and positions were occasionally much different. In the third column the successive events are indicated by the code used in the text. S: schistosity, cleavage. P: folds. B: boudinage. T: thrusts. L: lineation. N: normal faults. E: strike-slip faults. A: arching. ROT: rotation. Without earlier Mesozoic normal faulting 9 main structural events could be distinguished


ÜLEDÉKEK
SEDIMENTARY RECORD
SZERKEZETEK-TÉRKÉP (JELENLEGI HELYZET)
STRUCTURES-MAP VIEW (PRESENT POSITIONS)
SZERKEZETEK (KÓD)
STRUCTURES (CODE)
DEFORMÁCIÓ IRÁNYA (JELENLEGI HELYZET)
MAIN STRAIN (PRESENT POSITIONS)
METAMORFÓZIS
METAMORPHIC EVENT
ESEMÉNYEK
EVENTS
KVAR
PLIOCÉN
MIOCÉN
OLIGO-CÉN
EOCÉN
PALEO-CÉN
KRÉTA
JURA
TRIÁSZ
67
134
210
250
pliocén
pannon
szarmata
badeni
kárpáti
ottnangi
eggenburgi
egri
kiscelli
priabonai
bartoni
lutetiai
ypresi
maastrichti
campani
santoni
turon
cenoman
albai
apti
barremi
hauterivi
valangini
berriasi
tithon
kimmeridgei
oxfordi
callovi
bath
bajoci
aaleni
toarci
pliensbachi
sinemuri
hettangi
rhaeti
nori
karni
ladini
anisusi
szkíta
?
E9, T9, N
T8, E8
ROT 30 CCW
ROT 60 CCW
T7
P6 (48),
S6?, E6
E5, A5
S4, P4A
E4
S3, P3, T3?
S2, B2?,
P2,T2?
vagy
or
S1, L1, B1?
N
N
Hűlés, kiemelkedés
(2 Ma-máig)
Cooling, uplift
(2 Ma FT model age)
Hűlési kor
Cooling age
(80Ma)
A metamorfózis
csúcsa
Peak anchimet
(120Ma)
Magas nyomású
anchimetamorfózis
kezdete
Onset of high pressure
anchimet.
Tengeralatti
metaszomatózis
Submarine
metasom.
(160 Ma)
Inverzió, erózió
Inversion, erosion
Medence képződés,
süllyedés
Basin formation
subsidence
Erózió és süllyedés
Erosion and subsidence
Erózió
Erosion
Kiemelkedés, erózió,
Gosau medence
kialakulása
Uplift, erosion,
Gosau basin formation
Tektonikus betemetődés,
takaróképződés
Tectonic burial,
nappe emplacement
Süllyedés
Subsidence
Süllyedés
Subsidence

rikus mérésekkel megválaszolhatók. Akárhogy is történtek ezen alakváltozások, mindenképpen a metamorfózis csúcsa környékén születtek. Erre vonatkozólag pedig eligazítást jelentenek a radiometrikus mérések. Ezek szerint a Bükk területén egy 160 Ma, egy 120 Ma és egy 80–95 Ma év körüli esemény (ÁRVA-SOÓS et al. 1986; ÁRKAI et al. 1995) nyomozható. A szarvaskői bazaltok óceánfenéki metamorfózisaként értelmezett elsőnek (felső-jura; ÁRKAI et al. 1995) nincs igazán köze a deformációkhoz. 120 Ma (barrémi) a fő metamorfózis kora. Végül a 95–80 Ma (késő-kréta) kort kihűlési korként értelmezték (ÁRKAI et al. 1995). A főpalássággal (S2) egyidejű, vagy azt megelőző deformációk tehát nagy valószínűséggel a legkésőbbi-jura–kora-kréta időintervallumban keletkeztek. A palássággal egyidejű redők képződésével valószínűleg együttjárt a déli pikkelyeződés nyírási zónáinak kialakulása.

A főpalásságot gyűrő, másodlagos, K–NY-i és É–D-i tengely redők azonos termodinamikai feltételek között jöttek létre, a metamorfózis lecsengő ágában. Ugyanez vonatkozik a hullámfodrokra, s a velük jelentkező elválásokra is. Megfigyelések szerint a K–NY-i tengelyű redők megelőzték az É–D-i tengelyűeket (l. fent és az ottani hivatkozások). A K–NY-i tengelyűeket és az É–D-i tengelyűek egy részét meghajlította az ívelődés, másrésze valószínűen az ívelődés utáni. A K–NY-i tengelyű, palásságot gyűrő redők valószínűen a palás deformáció mintegy záróakkordjaként jelentkeznek (*24. ábra*), és a metamorfózis lecsengő ágában, feltehetően a barrémi–középső-kréta folyamán keletkeztek. Ugyanígy középső-kréta korúnak kell tartanunk a torzított irányú É–D-i tengelyű redőket is. Jelenleg nem világos, milyen folyamat okozta a deformációs tér derékszögű változását.

A Darnó- és Bükkszentkereszti-törés menti eltolódások fő, képlékeny-töréses szakasza hozta létre az ívelődést. Az ívelődés a paleomágnesesen igazolható forgások előtti (pre-paleogén), azaz legfeljebb késő-kréta–kora-paleogén lehet. Az ívelődéshez kapcsolódnak déli dőlésű feltolódások is, amelyek a hegység középső részét feltehetően kiemelték. Elképzelhető, hogy az ívelődés és a kapcsolt szerkezetek középső-kréta korúak, de valószínűbb, hogy éppen azok hozták létre a Bükk cenomán–senon kori kiemelkedését (95–80 Ma hűlési kor, ÁRKAI et al. 1995), valamint a nekézsenyi gosau medence süllyedését. Hasonló, nagyszabású képlékeny balos eltolódásokhoz kötődő, egyidejű aljzat-kiemelkedéseket és medenceképződést a nekézsenyi gosaura hasonlító kainachi-gosauból és környékéről írtak le (FRITZ et al. 1991).

Az ívelődést időben követő É–D-i cikcakk redők, azokhoz kapcsolódó nyírások, krenulációk kora bizonytalan: késő-kréta–paleogén (*24. ábra*). Amennyiben a Tardi Agyagban észlelt krenuláció valóban kapcsolódik a térképi méretű, jobbos eltolódásokhoz köthető cikcakk redőkhöz, úgy e defromáció valószínű kora késő-kiscelli lehet. Figyelemreméltó, hogy a késő-oligocénben–kora-miocénben a hegységet korábban viszonylag egységesen burkoló képződmények jelentősen differenciálódtak: a Kisfennsíkon eróziós felületre transzgredáló képződmény-sort találunk (Csókás; LESS 1991), míg a hegység peremeinél durvatörmelék áramlik kifelé (Noszvaj; SZTANÓ személyes közlés 1991). E tények arra utalnak, hogy a késő-oligocénben kiemelkedés, lepusztulás, majd helyen-

kisebb süllyedés jellemezte a bükki területet. A kora-miocén darnói rövidülés, redőződés is hozzájárulhatott a központi rész kiemelkedéséhez, illetve egyes térségek (Csókás) süllyedéséhez. Az ottnangi alatt történt a bükki térség első jelentős forgása (MÁRTON & FODOR 1995).

Fission track vizsgálatok (DUNKL et al. 1994) szerint a központi tömeget jelentős fiatalabb miocén üledékburok borította. A középső-miocénben, a Bükk-környéki feltárások tanúbizonysága szerint a Darnó mentén újabb, kisebb mértékű eltolódás zajlott. Ezen kárpáti–kora-bádeni eltolódás alatt érte az egységet az újabb, kisebb méretű forgás (MÁRTON & FODOR 1995; *24. ábra*).

A késő-miocén–pliocén időszakban több szerkezetföldtani esemény is történt. Ezek pontos korának, sorrendjének meghatározása még várat magára. A pannon derekán nagyjából É–D-i rövidülés során keletkeztek a bükkábrányi redők. E rövidülés feltehetőleg a hegységet is megemelte. Valószínűleg a késő-pannon során alakult ki vagy újult fel az a KÉK–NYDNY-i balos transztenziós rendszer, amely a Vatta-maklári-árok jelenlegi szerkezetét is megszabja (TARI 1988; TARI et al. 1992).

Végül a fission track tanulmányok (DUNKL et al. 1994) arra is fényt derítettek, hogy a hegység központi magva a negyedkorban is jelentős, több 100 m-es emelkedést szenvedett. Ez az emelkedés feltehetőleg összefüggésben van a jelenlegi rövidülésekkel, feszültségtérrel (GERNER 1992; HORVÁTH & CLOETINGH 1997).

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönettel tartozik a MÁFI volt Észak-magyarországi Osztályának a munkához nyújtott segítségért. A lille-i egyetem munkatársai, különösen F. THIEBAULT, F. GUILLOT és E. HANTON hathatós segítsége jelentősen hozzájárult a munka sikeréhez. A cikk részben az OTKA T. 2671 és T. 019431 támogatásával készült. Köszönet illeti FODOR Lászlót és PELIKÁN Pált a részletes lektori munkáért.

Irodalom – References

ANGELIER, J. 1979: Neotectonique de l'Arc Egéen. – *Soc. Geol. du Nord, Publ.* **3**, 417 p.

ÁRKAI, P. 1983: Very low-and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **26/1–2**, 83–101.

ÁRKAI, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary. – *Geol. Rundschau*, **84**, 334–344.

ÁRVÁNÉ SÓS E., BALOGH K., RAVASZNÉ BARANYAI L. & RAVASZ Cs. 1986: Mezozoos magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1985**. *évről*, 295–307.

BALLA, Z. 1983: A Szarvaskői szinform rétegsora és tektonikája. – *A MÁELGI* **1982**. *évi jelentése*, 42–65.

BALLA, Z. 1984: The North Hungarian Mesozoic mafics and ultramafics. – *Acta Geol. Hung.* **27/3–4**, 341–357.

BALLA, Z. 1987a: A Bükk hegység mezozoos tektonikája és kapcsolatai a Nyugati Kárpátokhoz és a Dinaridákhoz. – *Általános Földtani Szemle*, **22**, 13–54.

BALLA, Z. 1987b: Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. – *Tectonophysics*, **139**, 67–98.

Balla Z., Csontos L., Havas L., & Horváth Á. 1986: A tarkői fennsíkperem és előtér (DNy-i Bükk) geológiája. – *A MÁELGI* **1985**. *évi jelentése*, 37–51.

Balla Z., Csontos L., Havas L. & Horváth Á. 1987: A Lök-völgyi szinklinális. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1985**. *évről*, 195–207.

Balla, Z., Hovorka, D., Kuzmin, M. & Vinogradov, V.I. 1983: Mesozoic ophiolites of the Bükk mountains (N Hungary). – *Ofioliti*, **8**, 5–46.

Balogh K. 1964: A Bükk hegység földtani felépítése. – *MÁFI Évkönyv*, **48/2**, 555–705.

Balogh, K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. – *Acta Geol. Hung.*, **24/1**, 3–48.

Balogh, K., Kozur, K. & Pelikán, P. 1984: Die Deckenstruktur des Bükkgebirges. – *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*, **13/3**, 89–96.

Bércziné Makk A. & Pelikán P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységből. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1982**. *évről*, 137–166.

Bergerat, F. & Csontos, L. 1987: Présence de fialles hydroplastiques de compaction dans les lignites miocenes et pliocenes des massifs Mátra et Bükk (Hongrie). Interprétation dans le contexte extensif du Bassin Pannonien. – C. R. Acad. Sci. Paris, 305, Serie II, 791–796.

Böckh H., Schréter Z. & Rakusz Gy., 1930: Szakvélemény arról, hogy a lillafüredi fúrásban remélhető-e nagyobb mennyiségű magasabb hőmérsékletű víz feltárása. – Kéziratos jelentés, Orsz. Földt. Geof. Adattár, MÁFI.

Brezsnyánszky K. & Haas J. 1984: A szenon nekézsenyi konglomerátum formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata. – *Földt. Közl.*, **114/1**, 81–100.

Csontos, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk. – These (Doktori dolgozat) Univ. Lille I., n 250, 327 p.

Csontos, L. 1998: Szerkezeti földtan. – Egyetemi jegyzet. Eötvös kiadó, Budapest, 208 p.

Csontos, L. (in press): A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. *Földtani Közlöny*,

Csontos L., Bércziné Makk A. & Thiebault F. 1991a: Újabb foraminifera leletek a Bükk hegységből. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1989**. *évről*, 383–409.

Csontos L., Dosztály L. & Pelikán P. 1991b: Radiolaria leletek a Bükk hegységből. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1989**. *évről*, 357–381.

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L. 1991c: Evolution of the stress-fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. – *Tectonophysics*, **199**, 73–91

Dercourt, J., Geyssant, J., Lepvrier, C., Bergerat, F., Bignot, G., DeWever, P., Géczy, B., Guernet, C., & Lachkar, G. 1984: Hungarian mountains in Alpine framework. – *Acta Geol. Hung.* **27/3–4**, 213–222.

Dunkl, I., Árkai, P., Balogh, K., Csontos, L. & Nagy, G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával: a Bükk hegység kiemelkedés-története. – *Földt. Közl.* **124/1**, 1–24.

Fodor L. 1989: Többfázisú redőképződés a Bükk hegységi Nagy Ökrös környékén. – *Földt. Közl.* **118**, 147–162.

Fodor L., Sztanó O., Csontos L., Józsa S. & Nagymarosy A. 1992: A Darnó övezet tektonikai és szedimentológiai kutatása a Darnó hegy és az Upponyi hegység környékén. – Kéziratos kutatási jelentés, Orsz. Földt. Geof. Adattár, MÁFI, 52 p.

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. & Benkovics, L. (in press) Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. – In: Durand, B., Horváth, F. (eds): IBS volume, Spec. Publ. of the Geological Society, London,

Fritz, H., Neubauer, F. & Ratschbacher, L. 1991: Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). – *Zbl. Geol. Paläont.* **I/1**, 55–68.

Gerner P. 1992: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon. – *Földt. Közl.* **122/1**, 89–105.

Horváth, F. & Cloetingh, S.A.P.L. 1996: Stress-induced late stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics*, **266**, 287–300.

Kozur, H. 1984: New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek mountains and their tectonic implications. – *Acta Geol. Hung.* **27/3–4**, 307–319.

Less Gy. 1991: A bükki felső-oligocén nagy foraminiferái. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1989**. *évről*, 411–465.

Márton, E. & Fodor, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data - a case study from North Hungary. – *Tectonophysics*, **242**, 99–114.

MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1996: Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. – In: MORRIS, A & TARLING, D.H. (eds): *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geol. Society, London, Spec. Publ.* **105**, 153–173.

SCHRÉTER Z. 1943: A Bükk hegység geológiája. – A M. Kir. Földtani Intézet 1943. évi jelentésének függeléke. *Beszámoló a M. kir. Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól. B.5,* **7**, 378–411.

SCHRÉTER Z. 1952: A Mátrától északkeletre eső dombvidék földtani viszonyai. – *A MÁFI Évi Jelentése* **1948**-*ról*, 111–120.

SZTANÓ, O. & TARI, G. 1993: Early Miocene basin evolution in northern Hungary: tectonics and eustasy. – *Tectonophysics*, **226**, 485–502.

TARI, G. 1988: Strike-slip origin of the Vatta-Maklár trough. – *Acta Geol. Hung.* **31**, 101–109.

TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian basin. – *Tectonophysics*, **208**, 203–219.

TELEGDI ROTH K. 1951: A bükkszéki ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai. – *MÁFI Évkönyv*, **40**, 21 p.

TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 1992: Structural Geology. Freeman Co., New York, 532 p.

ZELENKA T., BAKSA CS., BALLA Z., FÖLDESSY J. & JÁRÁNYI-FÖLDESSY K. 1983: Mezozoos ősföldrajzi határ-e a Darnó-vonal? – *Földt. Közl.* **113**, 27–37.

A kézirat beérkezett: 1999. 01. 22.

Földtani Közlöny 129/4, 653–656 (1999) Budapest

Dr. BOHN Péter emlékére



1998. szeptember 7-én, hétfőn kaptuk a döbbenetes hírt, hogy 4-én, pénteken váratlanul elhunyt dr. BOHN Péter geológus a földtudományok kandidátusa, a Magyar Állami Földtani Intézet nyugalmazott tudományos tanácsadója.

Közel négy évtizedes szakmai pályafutása tanulmánya azon tehetséges szakembereknek, akik hamar önálló feladathoz jutva, fiatalon vezetői beosztásba kerülnek, majd vezetői karrierjük végeztével "csak" tudományos munkájuknak élve végzik szakmai tevékenységüket. Eközben megtapasztalhatta a hivatali beosztásnak szóló, meghatározott ideig kitartó, gyors barátokat, és az igazi szakmai barátságokat is. Ő azonban mindvégig másoknak segíteni kész kolléga és barát maradt. Feltétel nélkül szerette azt a szakmai közösséget, ahová fiatal kutatóként belépett, s melyhez egész életében hű maradt. Mindig, így a Központi Földtani Hivatal munkatársaként is a Magyar Állami Földtani Intézet nagy családjához tartozónak tekintette magát, amelytől oly sokat kapott, s amelyért oly sokat tett.

1937. szeptember 14-én Budapesten született, ahol iskolái befejeztével 1956-ban érettségizett a Vörösmarty Mihály Általános Gimnáziumban. Még abban az évben sikeresen felvételizett az Eötvös Lóránd Tudományegyetem Természettudományi Karán, s megkezdhette geológia tanulmányait VADÁSZ Elemér professzor tanítványaként. Professzorával, aki az Országos Természetvédelmi Tanács első elnöke is volt, kialakult hagyományos tanár-diák viszonyon túlmutató személyes kapcsolata korán meghatározta későbbi szakmai pályafutását is. VADÁSZ Elemér hatására került először közel a tudományos, szervezett környezet- és természetvédelemhez, tőle szerezte ezirányú alapvető ismereteit.

1962-ben az egyetem elvégzése és a geológusi diploma megszerzése után a Földtani Intézetben helyezkedett el, ahol a Bakony hegység földtani térképezésén kezdett dolgozni, és az oligo-miocén képződmények átfogó feldolgozásával is foglalkozott.

1964-ben kinevezték az Intézet tudományos titkárává. 1965-től a Távlati Kutatási Csoportot vezette, majd az Adattári Osztály és a Perspektivikus Kutatási Osztály vezetői teendőit látta el. Feladatai itt a tudományos és a gyakorlati élet széles skálájára kiterjedtek. Ekkor kezdett hozzá a magyarországi mélyfúrások alapadatait tartalmazó, évente megjelenő kötet-sorozat összeállításához. Évtizedeken át fogta össze ezt a munkát, melyet egyik legfontosabb eredményének tartott. Hivatali beosztásából következően, de szakmai érdeklődésétől vezérceltetve is részt vesz az akkor induló két nagy földtani természetvédelmi objektum,

a tatai Kálvária-domb és a sümegi Mogyorós-domb létesítésében. Éveken át egyik beruházója és kialakítója volt e létesítményeknek.

1967-ben fogott hozzá a Keszthelyi-hegység részletes földtani kutatásához, mely munka a térképezési reambuláción túl, egyéb sokoldalú földtani feldolgozásra is kiterjedt. Az 1977-ben záródó munka a klasszikus geológiai feldolgozás mellett a közeljövő alkalmazott földtani kívánalmainak előfutáraként széleskörű gazdaságföldtani, környezetföldtani és földtani természetvédelmi feldolgozást is tartalmazott. 1977-ben "A Keszthelyi-hegység komplex földtani kutatása" címmel elkészítette és sikeresen megvédte a munkájának eredményeit összefoglaló kandidátusi értekezését, s ennek eredményeként megkapta a földtudományok kandidátusa tudományos fokozatot. Ezt követően nem sokkal az Eötvös Loránd Tudományegyetem doktorrá fogadta.

1968 decemberében helyezték át a Központi Földtani Hivatalhoz, ahol a Kutatásgazdasági Osztály vezetőjeként a tudományos földtani alapkutatások és a mélyfúrásos nyersanyag-kutatások kivitelezését és ellenőrzését irányította.

1978-ban az Igazgatási és Kutatás-finanszírozási főosztály vezetőjévé nevezik ki, mely tisztènél fogva a geológiai szakigazgatási irányítást is ellátta.

1970-től feladatai közé tartozott a földtani természet- és környezetvédelem finanszírozása és szakigazgatási feladatainak ellátása is. Elkészítője a folyamatosan létesülő nemzeti parkok, tájvédelmi körzetek és egyéb természetvédelmi objektumok alapokmányai földtani fejezeteinek. Tevékenyen rész vesz az alapító eljárási munkákban. A Területi Földtani Szolgálatokkal együttműködve, az általa kidolgozott tartalmi követelmények alapján elkészíti a megyei "Földtani Természetvédelmi Helyzetkép"-eket, melyek a regionális geológiai természetvédelem alapvető dokumentumai voltak. Jelentős feladatának tartotta az Országos Alapszelvény Programban való részvételét, melyben több mint 15 évet dolgozott.

Államigazgatási feladatai mellett sem mondott le a tudományos kutatásról. A Keszthelyi-hegység kutatásán és tudományos fokozatának megszerzésén túl továbbra is közreműködött a mélyfúrási alapadatokat tartalmazó kötetetek összeállításában. Úttörő munkát végzett magyarországi környezetföldtani kutatások módszertani és gyakorlati megalapozása területén. Tudományos munkássága eredményeiről több kötet, monográfia illetve cikk tesz tanúságot.

1986-ban a Földtani Intézet igazgatója kikéri a KFH-tól és tudományos tanácsadóként megbízza a környezetföldtani kutatások megszervezésével. 1987-ben az újonnan megalakult Környezetföldtani Osztály első vezetője lett. 1992-ben az intézeti nagy változások után az intézet akkori igazgatója a "Magyarország környezetállapotának kutatása" projekt vezetőjévé nevezte ki. Ez volt az utolsó vezetői megbízatása, amit ellátott. 1994-től egy újabb intézeti átszervezést követően tudományos tanácsadóként vett részt a környezetföldtani kutatásokban egészen nyugállományba vonulásáig. Ezen időszak alatt még kidolgozta a projekt közép- és hosszútávú kutatási programját.

Szakmai és tudományos tevékenyégét aktív életpályája során több kitüntetéssel ismerték el. Így 1967-ben és 1975-ben a Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója,

1976-ban a Bányászat Kiváló Dolgozója, 1982-ben a Munkaérdemrend Bronzfokozata és 1983-ban az Emberi Környezetért kitüntetésben részesült.

Tapasztalatait, tudományos eredményeit két könyvben, több mint 50 tudományos cikkben és abstractban, nagyszámú kéziratos jelentésben, 36 térképen és 2 térképmagyarázóban publikálta. Tudását az egyetemi oktatás keretében is átadta a fiataloknak. 1979 és 1989 közt meghívott előadóként, illetve speciális kollégiumot vezetve karbonát szedimentológiát és környezetföldtant oktatott. Emellett a TIT tagjaként előadássorozatok tartásával részt vett a tudományos ismeretterjesztésben is.

"Testvérke", ahogy ő szólított mindenkit, s amely név ráragadt, igazi közösségi ember volt. Nem tudott úgy részt venni munkahelyének életében, hogy reggel bement, majd munkája végeztével közömbösen hazament, hivatkozva vagy sem sok halaszthatatlan dolgára. Ő élte a közösségi életet, másokkal együtt és másokat is bevonva. Örök időkre emlékezetes marad az az időszak, amikor ő volt a MÁFI fiataljainak vezetője, szervezője.

Tevékenyen részt vett a szakmai társadalmi életet összefogó Magyarhoni Földtani Társulat munkájában, tagként, a Gazdaságföldtani Szakosztály elnökeként, majd a Választmány tagjaként. Emellett egyéb társadalmi feladatokat is ellátott

1997-ben a nyugállományba vonulók búcsúztatásakor még ismertette terveit, melyeket a hivatali kötöttségek alól felszabadultan szeretett volna elvégezni. Sajnos ezekre már nem került, mert nem kerülhetett sor.

KUTI László

Dr. BOHN Péter hazai nyomtatásban megjelent publikációi

1. – Távlati földtani kutatás 1964–1968. – Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet.
2. – Központi Földtani Kutatás 1969. – Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet.
3. – Magyarország mélyfúrási alapadatai. 1970–1988. – Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet.
4. – Magyarország mélyfúrási alapadatai. Retrospektív sorozat. 1–7. köt. – Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet.
5. – 1962: Római téglák vizsgálata. – *Archaeológiai Értesítő*, **89/2**, 250–253.
6. – 1964: Tabáni kelta leletanyag vizsgálata. – *Archaeológiai Értesítő*, **91/2**, 243–248.
7. – 1967: A Magyarországon folyó mélyfúrásos földtani kutatás központi dokumentációja. – *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése az* **1965**. *évről*. – Budapest, 577–580.
8. – 1966: A sümegi kréta korú teknőslelet. – *Földtani Közlöny*, **96/1**, 111–118.
9. – 1966: Az 1965. évi Távlati Földtani Kutatás eredményei. – *Födtani Kutatás*, **9/2**, 7–10.
10. BOHN P., HAVAS M. & LÉNÁRD T. 1967: Fluoreszcenciás vizsgálatok a földtanban. – *Földtani Közlöny*, **96/4**, 460–468.
11. – 1971: Tamási I. számú fúrás földtani és vízföldtani eredményei. – *Földtani Kutatás*, **14/1–2**, 39–47.
12. BOHN P., & HORN J. 1971: 1969-1970. évi nem feltárásos jellegű földtani kutatások célkitűzései. – *Földtani Kutatás*, **14/1–2**, 65–70.
13. BOHN P. & HORN J. 1975: Nem feltárásos jellegű földtani kutatások célkitűzései. – *Földtani Kutatás*, **18/1**–2, 5–26.
14. – 1975: A Keszthelyi-hegység regionális gazdaságföldtani potenciálja. – *Földtani Kutatás*, **18/1–2**, 9–11.

15. – 1975: A Keszthelyi-hegység komplex vizsgálatának ujabb eredményei. – *Földtani Közlöny,* **105/1**, 31–57.
16. – 1975: Keszthelyi-hegység geomorfológiai felépítéséből adódó környezetvédelmi feladatok. – *Földrajzi Értesítő,* **24/1**, 1–7.
17. – 1978: A geológia szerepe a környezetvédelemben. – *Földtani Kutatás,* **21/3–4**, 25–35.
18. BOHN P. & HORN J. 1979: Nem feltárásos jellegű földtani kutatások, (1976–1977). – *Földtani Kutatás,* **22/1–2**, 49–62.
19. – 1979: Keszthelyi-hegység regionális földtana. = The regional geology of the Keszthely Mountains. – *Geologica Hungarica. Series Geologica.* Tomus **19**. 197 p.
20. – 1980: Környezetföldtani elmélet és gyakorlat. – *Módszertani Közlemények,* **4/1**, 229 p.
21. – 1982: Radioaktív és erősen toxikus hulladékok elhelyezésére alkalmas geológiai képződmények megítélésének rendszere. – *Földtani Kutatatás,* **25/2**, 96–99.
22 BOHN P. et al. 1984: A Magyar Állami Földtani Intézet adattárának országos feladatai. – *Földtani Kutatás,* **27/1**, 73–80.
23. – 1988: Oligocén–alsómiocén. In: Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához. Lókút / KNAUER J. [et al.]. – Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 71–74.
23. BOHN P., & MERZICH P. 1990: Prognosztikus geomorfológiai ipari hulladéklerakók kutatása távérzékeléses módszerekkel. – *Földtani Kutatás,* **33/3**, 127–135.
24. – 1992: Környezetföldtani alap- és alkalmazott kutatások a M. Áll. Földtani Intézetben. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1990**. *évről.* – Budapest, MÁFI, 541–554.
25. – 1996: Magyarország környezeti állapotának földtani vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1992–1993/I**. *évről.* – Budapest, MÁFI, 9–11.
26. – 1992: Magyarország geológiai környezeti állapota. – *ÖKO,* **3/2**, 55–64.
27. – 1993: 15 p. szócikk. In: Környezetvédelmi Lexikon. 1–2. köt. – Budapest, Akadémiai Kiadó.
28. BOHN P. & GYURICZA Gy. 1996: Establishment of the envirogeodat computerised data base on environmental geology in the Geological Institute of Hungary. – *A Magyar Állami Földtani IntézEt Évi Jelentése az* **1992–1993/II**. *évről.* – Budapest, MÁFI, 139–144.
29. BOHN P. & GYURICZA Gy. 1997: A részletes, (1:25 000-es) méretarányú környezetföldtani térképezés tartalmi követelményrendszere. – *Földtani Kutatás,* **34/2**, 20–22.

Földtani Közlöny 129/4, 657–658 (1999) Budapest

Hírek, ismertetések

A Német Ásványtani Társaság konferenciája Bécsben (MinWien 1999)

Ez a rendezvény a Német Ásványtani Társaság (DMG) 77. éves konferenciája volt, amelyet kivételesen Németország területén kívül, Ausztriában, Bécsben tartottak. A konferencia megrendezését az Osztrák Ásványtani Társaság (ÖMG) vállalta magára. Számunkra a konferencia azért volt különösen jelentős, mert harmadik rendező félnek felkérték a Magyarhoni Földtani Társulatot (MFT), különösen arra való tekintettel, hogy a konferencia utáni kirándulást Magyarország területére tervezték. A rendezésben való magyar részvétel elnyerése és megszervezése elsősorban WEISZBURG Tamás érdeme, aki az MFT Ásványtan-Geokémiai Szakosztálya segítségével előkészítette a kirándulást s igyekezett mozgósítani a hazai szakembereket a konferencián való részvételre.

A konferenciát 1999. augusztus 28 – szeptember 1. között rendezték. A megnyitó ünnepséget a Bécsi Egyetem központi épületének dísztermében, a konferencia rendes üléseit az egyetem új épületeiben levő Geozentrumban tartották. A helyi rendezőbizottság az egyetemi Ásványtani és Krisztallográfiai, valamint a Kőzettani Intézet munkatársai közül került ki, vezetői voltak: Friedrich KOLLER és Anton BERAN professzorok. A bécsi egyetem Ásványtani Tanszéke most ünnepeli 150 éves fennállását, az első ásványtani professzori állást 1849-ben létesítették. A tanszék vezetőit a 19. sz-ban s a 20. sz. elején külön posterek mutatták be. A konferencia megnyitó ülésén Josef ZEMANN professzor tartott sok személyes emlékkel s anekdotával fűszerezett előadást az ásványtan tanításának történetéről az egyetemen. A konferencián kb. 235 eladást s 215 postert mutattak be. Minden szekciót egy-egy plenáris előadás nyitott meg. A következő szekciók voltak (zárójelben a plenáris előadás előadója s témája): geokémia (MEZGER: izotóp-geokémia), kristálytan (MCCAMMON: egykristályok MÖSSBAUER-spektroszkópiája), ásványtan (WEISZBURG T.: primer magmás gránátok), ásványfizika (HALENIUS: optikai spektroszkópia), ércteleptan (DIAMOND: Az Alpok aranytelepei), kőzettan (DE CAPITANI: egyensúlyi fázisdiagramok számítása), alkalmazott ásványtan (ARTIOLI: természetes zeolitok dehidrációja), környezeti ásványtan (KOENSLER: a környezeti ásványtan fogalmának tisztázása). Külön szimpóziumokat tartottak a következő témákról: impakt mineralógia, ásvány-spektroszkópia, ásvány-felszíni jelenségek, high-tech anyagok, folyadékzárványok, archeometria.

A szerzők és a résztvevők között jelentős számban voltak nem német nyelvterületről valók, sőt tengeren túliak is. A magyar mellett népes volt még a török csoport. A nyelvek közül nagyobb arányban használták az angolt, mint a németet, még a német előadók is. E konferenciák érdekes műfaja a "Dozenten-

vortrag": hosszabb, általában félórás előadás valamilyen általános kérdésről, amely inkább egyetemi előadásra emlékeztet. Ezek mindig német nyelvűek voltak.

A magyar részvétel jelentős s általában színvonalban is megfelelő volt: Az első nap első plenáris előadását WEISZBURG Tamás tartotta (társszerző: HARANGI Szabolcs). Ezen kívül magyar szerzők munkája volt 7 előadás és 22 poszter, túlnyomórészt az Eötvös Loránd Tudományegyetemről. A magyar szereplők két csoportra voltak oszthatók: a tapasztalt, idősebb kutatók és az egyetemi hallgatók csoportjára. Örvendetes, hogy ez az utóbbi csoport is népes volt és jól megállta a helyét. Megfigyelhető, hogy a tapasztaltabb magyar kutatók közül többen valamilyen nemzetközi együttműködésben dolgoznak, legtöbbször külföldön végeznek méréseket.

A konferenciához csatlakozó kirándulás Magyarország területére szeptember 1–5-ig tartott. A kirándulás a következő területeket érintette: Csódi-hegy, Visegrád: vulkanitok, zeolit; Mecsek hegység, Üveghuta: gránit; Dunántúli-középhegység: bauxit- s mangán-telepek, bazaltok és mélységi zárványaik. A kirándulásnak 16 külföldi résztvevője volt. Szeptember 2-án délután a csoport meglátogatta a Magyar Állami Földtani Intézetet. A kirándulásról a résztvevők nagyon pozitívan nyilatkoztak.

VICZIÁN István

*

Annak érdekében, hogy az 1999 évi bibliográfia a teljes naptári év anyagát tartalmazhassa – a szokásostól eltérően – a 2000/2 füzetben fog megjelenni.

Földtani Közlöny 129/4, 659–674 (1999) Budapest

Társulati ügyek

A Magyarhoni Földtani Társulat 1997. évi ülésszakán a szakosztályokban és területi szervezetekben elhangzott előadások

Központi Rendezvények

Február 22. KADIĆ emléknap

Társszervező: Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat
KADIĆ Ottokár sírjának megkoszorúzása a Farkasréti temetőben
Emlékülés
DÉNES György: KADIĆ Ottokár élete
KORDOS László: KADIĆ Ottokár és a Földtani Intézet
SZÉKELY Kinga: KADIĆ Ottokár szerepe a bükki barlangok megismerésében
TAKÁCSné BOLNER Katalin: KADIĆ Ottokár és a budai Vár-barlang
HAZSLINSZKY Tamás: KADIĆ Ottokár és a szervezett magyar barlangkutatás
HORVÁTH János: KADIĆ Ottokár kéziratos térképei
KORPÁS László: KADIĆ Ottokár, a paleokarszt-kutató
SZABLYÁR Péter: KADIĆ Ottokár fennmaradt levelezése a MTA kézirattárában
HEVESI Attila: Zárszó
Koszorúzás a budai Vár volt elöljárósági épületének falán levő emléktáblánál (rövid séta a megnyitás előtt álló Vár-barlangban)
Az előadóteremben: Képek és dokumentumok KADIĆ Ottokár munkásságáról (poszterek)

Március 19. 142. Rendes Közgyűlés

BÉRCZI István: Elnöki megnyitó
BREZSNYÁNSZKY Károly: Megemlékezés KLIBURSZKYNÉ VOGL Mária tiszteleti tagunkról
A társulati emlékérem bizottságok jelentése és az érmek átadása: SZABÓ József Emlékérmet kapta GÉCZY Barnabás "Ősállattan" című tankönyvéért. HANTKEN Miksa Emlékérmet NAGY Eszter kapta a "Magyarország neogén sporomorpháinak értékelése" című cikkéért, amely megjelent Geologica Hungarica, Series Paleontologica, 53., pp. 1-379., Pl.I-IV. c. folyóiratban. KOCH Antal Emlékérmet SCHAREK Péter kapta a "Kisalföld földtani térképsorozata" című munkájáért. VENDL Mária Emlékérmet FÖLDVÁRI Mária kapta a "Measurement of different water species in minerals by means of thermal derivatography" (In Smykatz-Kloss, Warne, S.St.J. (ed.): Thermal Analysis in the Geosciences pp. 84-100. Lecture Notes in Earth Sciences vol. 38. Springer, Berlin etc.). Pro Geologia Applicata Emlékérmet BARABÁS Andor, FÖLDESSY János, KOVÁCS Endre, NÉMETH Gusztáv, ZENTAY Tibor, VITÁLIS György kapták. Tiszteleti tagok: VÉGH Sándorné, JUHÁSZ András, VITÁLIS György, TRUNKÓ László. Társulati Emlékgyűrűt PAP Sándor kapta. KOCH Sándor Alapítvány Ásványtani Tudománytörténeti Pályázatának díjátadása. 50 éves társulati tagság díszoklevelét VÉGH Sándorné, BÍRÓ Ernő, KORIM Kálmán, MÁRTON Gyula, OTTLIK Péter kapták.
HALMAI János: Főtitkári beszámoló
GÁLOS Miklós: Ellenőrző Bizottság jelentése
BREZSNYÁNSZKY Károly: Gazdasági Bizottság jelentése
HALMAI János: Alapszabálymódosítás
Hozzászólások, vita, szavazás
A Magyarhoni Földtani Társulat új tisztségviselői:
Elnök: BÉRCZI István

Társelnökök: BREZSNYÁNSZKY Károly, SOMFAI Attila
Főtitkár: CSÁSZÁR Géza
Titkár: MAROS Gyula
Az Ellenőrző Bizottság elnöke: ERDÉLYI Gáborné
Tagok: GALÁCZ András, FÖLDESSY János
A Fegyelmi és Etikai Bizottság elnöke: DUDICH Endre

Április 17–18. Ifjú szakemberek ankétja címmel közös rendezvény a Magyar Geofizikusok Egyesülete Ifjúsági Bizottságával – Tata Edzőtábor

Április 18. Az Oktatási és Közművelődési Szakosztály alakuló ülése

Elnök: KOZÁK Miklós
Titkár: PÜSPÖKI Zoltán
Társelnökök: SZAKMÁNY György, FILEP Miklós
Koordinátorok: SOMFAI Attila, Szónoky Miklós
Reklám és médiák: BODNÁR Erika, CSERPÁK Gyula
Oktatáspolitikai szakértők: KASZAP András, FILEP Miklós

Május 6. Szakmai útibeszámoló

DÁVID Árpád: Egy csipetnyi Chili. Chilei szakmai útibeszámoló vetített képekkel

Június 4–6. Országos Partfal Konferencia címmel a Magyar Hidrológiai Társaság Vízépítőipari Szakosztályával, a Magyar Településfejlesztők és Felújítók Társaságával, a Mérnöki Kamara Geotechnikai Tagozatával közös rendezvény – Paks

Elnök: HERCZEG József (Paks polgármestere)
Megnyitó, üdvözlések
LÁSZLÓ László (BM): Omlásveszélyes partfalak veszélyelhárítási helyzete és feladatai
KÖRMENDY Imre (KTM): Természetes partfalak településrendezési vonatkozásai
OSZVALD Tamás (MGSz): A partfal pályázatok földtani értékelése
Elnök: LÁSZLÓ László (BM)
BIHARI Dániel (MÁFI): A partfal, mint potenciális veszélyforrás
BOGÁR Sándor (FTV Rt.): Hazai mozgásveszélyes magaspartok áttekintése, a károk jellege és mérnökgeológiai viszonyaik
CHIKÁN Géza (MÁFI): Magaspartok jelentősége a földtani kutatásban
Hozzászólások
SOLYMOS Attila (Paksi Polgármesteri Hivatal): Helyszíni szemle a kömlődi magaspartoknál
Elnök: OSZVALD Tamás (MGSz)
FARKAS József (BME): Magyarországi partfalak állékonyságának geotechnikai kérdései
NAGY János (GeoTeszt Kft.): Szabadon álló magaspartok állékonysági problémái és stabilizációs megoldások
SZILÁGYI Gábor (FTV Rt.): Magaspartok komplex mérnökgeológiai-geotechnikai vizsgálatának metodikája, mozgások ellenőrzése és regisztrálása
TÖRÖS Endre – HERMANN László – PRÓNAY Zsolt (ELGI): Geofizikai módszerek alkalmazási lehetőségei a partfal vizsgálatokban
Elnök: KÖRMENDY Imre (KTM)
KOKITS Tibor (Ercsi Önkormányzata): Partfal csúszások hatása a településgazdaságra
KISARI Zoltán (Ostorosi Önkormányzat): Életveszély elhárítás lehetséges új módszerei az ostorosi partfalnál
HIDASI János (MORION Kft.): Antropogén hatások a lösz magaspartok állékonyságára
GÖBL Gábor (Országos Mentő Szolgálat) – OSZVALD Péter (Fővárosi Szent Imre Kórház): A betemetéses balesetekről
Hozzászólások
BAKÓ Bálint (Dorogi Tervező Iroda): Néhány gondolat a szikla-magaspartok stabilizációs feladataihoz
KRAFT János (MGSz): Az utóbbi években lezajlott dél-dunántúli partfalmozgások tapasztalatai
PÁLFY József (Balatoni Intéző Bizottság): Balatoni magaspartok újabb mozgásai
HAJÓS Béla a Közlekedési, Hírközlési és Vízügyi Minisztérium helyettes államtitkára hozzászólása
Videofilm: Lejtőcsúszás Norvégiában Rissa településnél (A világon egyedülállóan olyan felvételeket mutat be a film, melyben részesei

lehetünk a lejtőmozgás kialakulásának és a legintenzívebb mozgásnak is)
Elnök: OSZVALD Tamás (MGSz)
ERDÉLYI Judit (MGSz): Az Építési Geotechnikai Adattár adatbázisának használata magaspartok tanulmányozásánál
ALLIQUANDER Konrád – BICZÓK Imre – ZARÁNDY László (MÉLYÉPTERV Kultúrmérnöki Kft.): A dunaújvárosi magaspart mozgásai és stabilizálásának folyamata
KASZÁS Ferenc (Trilobita Bt.): Természetes partfalak mérnökgeológiai-geotechnikai vizsgálata, veszélyelhárítási javaslattal
HIDASI János (MORION Kft.) – HORVÁTH Zoltán – FODOR László (ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék): Eltérő negyedkori rétegsorok kialkulása Dunakömlődön, szerkezeti mozgások vagy negyedkori erózió hatására
BALÁZS Ferenc (Janus Pannonius Tudományegyetem): A balatonaligai magaspartok mozgásvizsgálata
TELEKES Gábor (BME-Ybl Miklós Főiskola): Potenciális csúszólapok meghatározása CPPT szondázással
Poszterbemutató
HOLCZINGER I. – CSAPÓ G. – SZONTAGH G. – TÖRÖS E. (ELGI): Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet partfalvédelem megoldásaival kapcsolatos módszerei
SASVÁRI Gábor (GEO-S Bt.): A mérnökgeofizikai szondázás (MGSz) alkalmazhatósága a geotechnikai feladatok megoldásában
Dunaújvárosi Partvédelmi Vállalat
Cégismertetők
ALISCA-BAU Kft.
BÁMÉSZ - Bányászati és Mélyépítő Szervezetek Szövetsége
GEOSZOLG Kft. - Mélyépítőipari és Vállalkozói Kft.
HABBETON Kft.
SYTEC-MAGYARORSZÁG Kft.
Fórum
Elnök: LÁSZLÓ László (BM)
A konferencia három napja alatt megválaszolatlanul maradt kérdések tisztázása. Tájékoztató a "Partfal program" folytatásának esélyeiről és a pályázati feltételekről
A Dunaújvárosi Partvédelmi Vállalat által üzemeltetett partfal védelmi mű megtekintésére szervezett helyszíni bemutató
VARGA István: A dunaújvárosi védőmű üzemeltetésével kapcsolatos kérdések, az elmúlt 30 év tapasztalatai

Augusztus 10–22. Hydro-Petro-Geology and Hungary: A Field Trip across the Country

Organized by the: Eötvös University, MOL Hungarian Oil and Gas Co.
Arrival to Budapest (Gellért Hill, scenic view of Budapest, walk in Buda Castle, Geology of Budapest), travel by bus to Pongrácz ranch
Hidrogeology of the Danube–Tisza Interfluve
Pongrácz ranch – Kecskemét (sightseeing in the centre of the Town) – Tőserdő (part of the Kiskunság National Park, Oxbornlake, flood plain and aeolic environments, geothermal maximum in the area) – Csongrád (the observation well group of the Hungarian Geological Institute) – Bugac (part of the Kiskunság National Park, puszta and aeolic dunes) – Pongrácz ranch.
Pongrácz ranch – Fülöpháza (natron lake and aeolic sand dunes in the Kiskunság National Park) – Fülöpszállás (natron lake and puszta regional outflow area) – Bösztörpuszta – Hajós (Danube walley, peat marsch) – Kiskunhalas (folk art) – Szeged.
Szeged – Ópusztaszer (National Memory Park) – Fehér tó (natron lake) – Algyő (oil field) – Szeged (sightseeing in centre of the Town, drinking water supply of Szeged, Tisza river flooding problems)
Hidrogeology of Eastern part of Great Hungarian Plain
Szeged – Kardoskút (natron lake) – Békés (Hidrological problems of fluvial fan of the Körös and Maros rivers) – Hajdúszoboszló (thermal water and gas field) – Hortobágy National Park (the biggest puszta of Hungary) – Tokaj
North–Hungarian mountains
Tokaj–Miskolc (Lake in Cave) – Lillafüred (Lime Tuff Cave) – Jósvafő (Baradla Cave, Hidrogeology of carstic area) – Eger

Eger (sightseeing in Eger) – Sirok (panorama of Sirok Castle) – Parád (Folk Art Museum) – Gyöngyös – Aszód (waste disposal) – Dunakanyar – Tata

Transdanubian Area

Tata (Öreg Lake, Fényes Spring, Kálvária Hill, Geological Museum) – Pannonhalma (Monastery) – Szigetköz (technical -including groundwater-, political and economic problems) – Fertőd (Castle) – Sopron

Sopron – (sightseeing in Sopron) – Sárvár (Castle, thermal water) – Sümeg (panorama of Sümeg Castle) – Hévíz (thermal water and bauxite mining) – Keszthely (sightseeing in Keszthely)

Keszthely – Badacsony – Káli Basin (Hidrogeology of Káli Basin) – Tihany (Monastery) – Herend (China Museum) – Budapest (City in the night, fireworks)

Budapest (The Town of the Baths, sightseeing)

Augusztus 21–25. "GEO '97" geológusok, geofizikusok, kartográfusok, geográfusok tudományos tanácskozása a HUNGEO Tudományos- és Oktatási Program keretében – Csíkszereda–Csíksomlyó

Köszöntő: BEDER Tibor és KOMLÓSSY György

Elnök: KOMLÓSSY György

KÁZMÉR Miklós: A Kárpáti régió neogén ősföldrajza

FRISNYÁK Sándor: Magyarország történeti földrajza

SÜLI-ZAKAR István: Regionális gondolatok a Kárpátok térségében

HAJDÚ MOHAROS József: A földrajzi névanyag védelme és fejlesztése

RÉTVÁRI László: Az emelkedő nemzet gazdasági és társadalomföldrajzi feltételei

I. szekció: Geográfusok - kartográfusok

Elnök: VOFKORI László

ZAJZON Sámuel: Falutézisek és településszerkezet Csík-Gyergyó-Kászon-Szék területén

TÖVISSI József: Az Olt küszöbei

PÁL Viktor – PÁL József – SZILASSI Péter: A turizmus alapú területfejlesztés földrajzi vonatkozásai Hargita megye déli részén

Elnök: TÖVISSI József

SÜMEGHY Zoltán – KÁDÁR E-né: A mai Ny-Szlovákia területének etnikai térképszerkezete 1910-ben és 1990-ben

DUKRÉT Géza: Fekete-Körös felső völgyének történeti földrajza

IMECS Zoltán: Számítógép a földrajzkutatás szolgálatában

MAKFALVI Zoltán: Hargita megye ásványvizei

Elnök: HAJDÚ-MOHAROS József

VOFKORI László: Ismeretelméleti és tudománytani adalékok a földrajztudományok tipológiájához

PÁL Ágnes: A magyar jugoszláv-román határtérség gazdasági kapcsolatai

RÁKOSSY Botond – HEGEDŰS Ábel: Új térképek bemutatása

KOVÁCS Zsuzsanna: Geofizika-honismeret-hazafias nevelés

II. szekció: Geológusok - geofizikusok

Elnök: SZÉKYNÉ FUX Vilma

BACSÓ Zoltán: A Keleti (Észak-keleti) Kárpátok neogén magmatizmusának és ércesedésének áttekintése Kassától Brassóig

NAGY Béla: Utóvulkáni káliumdús kőzetek a Mátra-hegységben

TÖVISSINÉ LOSONCZI Ibolya: Kolozsvár területének geotechnikai sajátosságai

PÁSZTOHY Zoltán: A Keleti-Kárpátok belső medencesorának kialakulása

GÖTZ Endre: Egy különleges vízfolyás "függönypatak" a Görgényi havasokban

Elnök: KISGYÖRGY Zoltán

SZÉKYNÉ FUX Vilma – KOZÁK Miklós: A Tiszántúl fedett neogén vulkánossága és ércesedése

DEMETER János: A Szentimrei fürdő ásványvizeinek szennyeződéséről

KOMLÓSSY György: Aranykutatási lehetőségek Magyarországon

WANEK Ferenc: Ásványvizek és szénhidrogének a Keleti-Kárpátokban

Látogatás ásványvízpalackozó üzemben

Elnök: KOMLÓSSY György

KASZAB Imre: Felelős-e a szénhidrogén-bányászat a mélységi vizek metántartalmáért?

MUCSI Mihály: Új vélemény a "Szegedi-medence" triász (perm) kifejlődése értelmezéséről

JAKAB Gyula: A ditrói szienit tömb
HADNAGY Árpád: A Kárpátkanyar recens folyami hordalékanyagának szedimentológiai és mikromineralógiai vizsgálata
Kirándulás a Gyimesekbe (Tatros piknik)
Szakmai tanulmányút
A. Csíkszereda – Tusnádfürdő – Szent Annató – Bálványosfürdő
B. Csíkszereda – Gyergyószentmiklós – Gyilkos-tó – Békási szoros – (esetleg Maroshévíz – Borszék)
Búcsúvacsora, a tanácskozás összefoglalása

November 17. A MÁFI-val közös előadóülés a MÁFI új kiadványai és W.R. Janoschek az Európai Unióhoz történő csatlakozásról címmel

A MÁFI új kiadványai:
HÁMOR Géza: A Kárpát-medence miocén ősföldrajzi és fácies térképei (Magyarország Földtani Atlasza)
SCHAREK Péter: Alluvial Plains
NÁDOR Annamária: UNESCO/IAEG Expert Workshop on Waste Disposal Management UNESCO/IUGS/COGEOENVIRONMENT Training Workshop on Geoscience for Environmental Planning
Dr. W. R. JANOSCHEK a Geologische Bundesanstalt (Wien) igazgatóhelyettese: "Fit for Europe what hungarian geologists could do" címmel tart előadást, amit kötetlen beszélgetés követ
Dr. W. JANOSCHEK a GBA Európai Uniós ügyekért felelős vezetője az osztrák tapasztalatok tükrében tartott tájékoztatót arról, hogy mire kell felkészülnie a magyar geológiának, a földtudományoknak az Európai Unióhoz történő csatlakozás folyamatában és a csatlakozást követően. Felkérésünkre a tájékoztató a konkrét valóságot mutatta be.

Agyagásványtani Szakosztály

Április 16. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

VICZIÁN István – NAGYNÉ KISS Andrea – FÓRIZS István: Beszámoló a 14. Cseh-Szlovák Agyagásványtani és -kőzettani Konferenciáról (Selmecbánya, 1996. szeptember)
FÓRIZS István – TÓTH Mária – MÁTHÉ Zoltán: Adalékok a mecseki miocén tufák agyagásványosodásához és zeolitosodásához
NAGYNÉ KISS Andrea – TÓTH Mária – TAKÁCS Mónika – WIESZT Zoltán – MORVAY Balázs: Réz-komplex interkaláció montmorillonit szerkezetre gyakorolt hatásának vizsgálata
Vezetőségválasztás

Október 13. Előadóülés

KOVÁCS-PÁLFFY Péter – KORPÁS László – FÖLDVÁRI Mária – BARÁT Istvánné: Paleotalajok a balatonfelvidéki középső triász szelvényekben
ÁRGYELÁN Gizella – KOVÁCS-PÁLFFY Péter – VICZIÁN István: A Berzseki Márga Formáció agyagásványai
VICZIÁN István: Beszámoló az "Agyagásványok a modern társadalomban" c. szimpóziumról (1996. május, Oslo)

Általános Földtani Szakosztály

Január 21. Vetítettképes élménybeszámoló TIHOR Gyöngyi: Venezuela

Március 22. Őslénytani-Rétegtani Szakosztállyal közös terepbejárás a Budai-hegységbe

A kirándulást vezetik: FODOR László, MÜLLER Pál, PELIKÁN Pál, MAGYARI Árpád
Tervezett útvonal: a Pálvölgyi-barlangtól a Hármashatár-hegyig

Április 23. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

A vezetőség beszámolója a Szakosztály elmúlt 3 évben végzett tevékenységéről
GÓCZÁN Ferenc – ORAVECZNÉ SCHEFFER Anna – DOSZTÁLY Lajos: A csővári triász rétegsor biosztratigráfiai tagolása
HAAS János – ORAVECZNÉ SCHEFFER Anna – GÓCZÁN Ferenc – DOSZTÁLY Lajos –

TARDINÉ FILÁCZ Edit: A csővári blokk földtani viszonyai és triász időszaki fejlődéstörténete a Csővár-I fúrás és a Pokol-völgyi kőfejtő újravizsgálata alapján
Vezetőségválasztás

Október 15. Előadóülés – MÁFI

CSÁSZÁR Géza – VASKÓNÉ DÁVID Klára: A villányi középső-kréta flis-jellegű törmelékes képződmények
CSIRIK György – KONRÁD Gyula – WELSCH Róbert: A DK-dunántúli alsó-anisusi "Röt" üledéktani vizsgálata

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Január 27. Jelölőgyűléssel egybekötött előadóülés

BACSÓ Zoltán – MOLNÁR Ferenc – SZÉKYNÉ FUX Vilma – VALDMAN István – VETŐNÉ ÁKOS Éva – ZELENKA Tibor: Beszámoló az IGCP 356. project 1996. évi tevékenységéről Szlovákia, Románia, Szerbia és Bulgária területén
Jelölés a szakosztály vezetőségére

Március 10. Előadóülés az Agyagásványtani Szakosztállyal közös szervezésben

DÓDONY István: Az ásványok analítikai elektronmikroszkópos vizsgálatának újabb hazai lehetőségei

Április 7. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

A szakosztályvezetőség beszámolója
Vezetőségválasztás
NAGY Béla: Boulangerit Fertőrákosról (bejelentés)
GATTER István (ELTE) – Giulio MORTEANI – Christine PREINFALK (München-Garching): Brazíliai drágakőpegmatitok fluidzárvány-sajátosságai
A vezetőségválasztás eredményének kihirdetése

Június 2. Előadóülés

BACSÓ Zoltán (Kassa): Az utóbbi évek érckutatási eredményei Szlovákia harmadidőszaki képződményeiben

VETŐNÉ ÁKOS Éva: Újonnan felfedezett érctelepek a világ különböző részein. Beszámoló az érckutatás legújabb eredményeiről és módszereiről a glasgow-i "Applied Mineralogy Conference" (1997. I.7-11.) alapján

Szeptember 15. A hazai uránkutatás és bányageológia története, ásványtani, geokémiai és teleptani eredményei címmel a Földtani Kutatás új számához kapcsolódó előadóülés

ÉRDI-KRAUSZ Gábor: Uránkutatás, uránbányászat
BARABÁS Andor: Az uránkutatás geológiája
WÉBER Béla: A mecseki lelőhely kutatástörténete
MAJOROS György: A hazai uránkutatás alapelvei és főbb teleptani eredményei
VINCZE János: A földtani kutatások ásvány-kőzettani, anyagvizsgálati háttere

Október 20. Előadóülés

Társszervező: ELTE Ásványtani Tanszék
Prof. Giulio MORTEANI (Technikai Egyetem Garching): A ritkaföldfémek ásványtana, geokémiája, felhasználása stb. témakörben angol nyelvű előadást tartott
Az előadás után Az ásványtan és társtudományainak helyzete, jövője (oktatás, kutatás) témakörben kerekasztal beszélgetés volt

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

Február 18. Előadóülés

BÁRDOSSY György: Geomatematika - geológus szemmel

Április 29. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

FÜST Antal: A Magyar Bányászati Hivatal ásványvagyon nyilvántartási rendszere
Vezetőségválasztás

Október 30–31. VI. Geomatematikai ankét – Szeged

Társrendezők: Alföldi Területi Szervezet, MTA Szegedi Akadémiai Bizottsága Földtudományi és Környezetvédelmi Szakbizottsága, a Magyar Földrajzi Társaság Szegedi Osztálya, a MOL Rt, a Magyar Geofizikusok Egyesülete Szénhidrogén Szakosztálya
Témák: alkalmazott geomatematika, geostatisztika, integrált földtudományi modellek, CH földtani alkalmazások, modellek, engineering, geofizikai alkalmazások, geomatematikai, geostatisztikai elméleti megközelítések, környezetvédelem, térinformatika és alkalmazásai

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Március 17. A Választási Bizottság megválasztásával egybekötött előadóülés

SCHAREK Péter: Környezetföldtani Információs Rendszer tervezete a MÁFI-ban
A Szakosztály Választási Bizottságának megválasztása

Április 28. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

A Szakosztályvezetőség megválasztása, közben és utána kötetlen beszélgetés a Szakosztály 1997. évi további rendezvényeiről

Június 9. A szigetközi földtani monitoring eredményei címmel ankét

MOLNÁR Péter: A Hágai Nemzetközi Bíróság előtt folyó Bős-Nagymarosi per földtani anyagainak (VIDEO film és poszterek) bemutatása
SCHAREK Péter – ZSÁMBOK István: A talajvízszint változása a "C variáns" életbelépése és a fenékküszöb létesítése után
HORVÁTH István – TÓTH György: A MÁFI szigetközi vízföldtani vizsgálatai és a hidrogeológiai modellezés eredményei

Június 25–28. Tanulmányút Észak-Erdélyben

Szakmai vezetők: VITÁLIS György, MÉSZÁROS Miklós (Kolozsvár)
1. Budapest–Debrecen–Csengersima (országhatár)–Szatmárnémeti–Nagybánya–Bódi-tó
2. Bódi-tó, Máramarossziget – Borsa – Borsafüred – Borsai-hágó – Dornavatra – Beszterce – Naszód – Oláhszentgyörgy
3. Oláhszentgyörgy – Óradna – Oláhszentgyörgy – Naszód – Bethlen – Dés – Szamosújvár – Kolozsvár – Torda – Tordaszentlászló
4. Tordaszentlászló – Kolozsvár – Gyalu – Bánffyhunyad – Királyhágó – Nagyvárad – Bors (országhatár) – Püspökladány – Szolnok – Budapest

Szeptember 25–26. A geokörnyezet szerepe a területfejlesztéstől a településrendezésig címmel az OTKA T-016640 sz. kutatási programjához kapcsolódó konferencia

Társszervezők: Juhász Gyula Tanárképző Főiskola, Magyar Földrajzi Társaság (MFT) Szegedi Szakosztálya, Magyar Hidrológiai Társaság Mezőgazdasági Vízgazdálkodási Szakosztálya, Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottsága (MTA SZAB), Föld- és Környezettudományi Szakbizottsága, Analitikai és Környezetvédelmi Munkabizottsága Progress Alapítvány, Szeged Megyei Jogú Város Polgármesteri Hivatal
Előzetes program
Nyitó Plenáris Ülés I. rész
Levezető elnök: KASZAB Imre (JGYTF)
SZALAY István (Szeged Megyei Jogú Város Polgármestere): Megnyitó, köszöntő

TARDY János (KTM): A földtudományok szerepe és lehetőségei a természetvédelemben

SZALA Endre (KTM Területfejlesztési Főosztály): Területfejlesztési koncepciók, programok és a környezeti adottságok összefüggései

SZENDRŐNÉ FONT Erzsébet (KTM Területi Tervezési Főosztály): A geokörnyezeti adottságok érvénye a területi tervezés új szabályozási irányelvei során

KÖRMENDY Imre (KTM Területrendezési Főosztály Terület-Fejlesztési és Építésügyi Hivatal): A településrendezési tervek geokörnyezeti vonatkozásai

MESKÓ Attila (ELTE TTK Geofizikai Tanszék): A környezeti geofizika szerepe a területfejlesztésben

Nyitó Plenáris Ülés II. rész

Levezető elnök: JUHÁSZ József (Miskolci Egyetem)

FARKAS István (Magyar Geológiai Szolgálat): A Magyar Geológiai Szolgálat feladatai a területhasznosításban

BODOKY Tamás (Magyar Állami Eötvös L. Geofizikai Intézet): A geofizika szerepe a területfejlesztés illetve a területrendezés problémáinak megoldásában

HALMAI János (Magyar Állami Földtani Intézet): A Magyar Állami Földtani Intézet területfejlesztést megalapozó kutatási programjai

SCHWEITZER Ferenc (Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutató Intézet): Környezetföldrajzi szemlélet a területfejlesztésben

Baráti beszélgetés, állófogadás

Plenáris Ülés

Levezető elnök: MESKÓ Attila

SZILÁRD György (Országos Vízügyi Főigazgatóság): A regionális vízgazdálkodási tervezés és annak területfejlesztési összefüggései

RÉMAI János (KHVM Vízgazdálkodási Főosztály): Magyarország településeinek szennyvízelvezetése és tisztítása

SÁMI Lajos (Tiszántúli Környezetvédelmi Felügyelőség): A területfejlesztés eredményeinek értékelési lehetőségei

SZEDERKÉNYI Tibor (JATE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék): A geológiai környezet szerepe a területi tervezésben

KERÉNYI Attila (KLTE TTK Alkalmazott Tájföldrajzi Tanszék): Részletes tájanalízis szerepe a területrendezésben

KASZAB Imre (JGYTF Földrajz Tanszék): Az építésföldtani térképezés eredményeinek folyamatos érvényesülési lehetősége a területi tervezésben

KEVEINÉ BÁRÁNY Ilona (JATE TTK Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék): A talaj, növényzet és klíma kapcsolatrendszere, környezeti problémái

A. Szekció

Levezető elnök: KEVEINÉ BÁRÁNY Ilona

SZABADOS Ilona – Marth Péter (Fővárosi Növényegészségügyi és Talajvédelmi Állomás): Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer (TIM)

PATZKÓ Ágnes – DÉKÁNY Imre – PERNYESI Tímea (JATE TTK Kolloidkémiai Tanszék): Aszfaltének hidrofobizáló hatása talajkomponenseken és márgákon

DÖMSÖDI János (Soproni Egyetem Földmérési és Földrendezői Kar): A földminősítés helyzete és szerepe a területfejlesztésben

VARGA-HASZONITS Zoltán (PATE Mezőgazdaságtudományi Kar): Az éghajlati változékonyság és a növényi produktivitás

PITRIK József (JGYTF Technika Tanszék): Közlekedési eredetű légszennyezés keletkezésének és terjedésének modellezése városi forgalom és zárt beépítés esetén

UNGER János (JATE TTK Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék): Szeged városklímájának néhány sajátossága

B. Szekció

Levezető elnök: PÁLFAI Imre (ATIVIZIG)

PÉTER Balázs (Műszaki igazgató-helyettes): Jánoshalma és térségének kritikus vízháztartási jellemzőinek szerepe (korlátai) a területfejlesztési koncepciók kidolgozásában

DEÁK József (geofizikus): A geokörnyezet szerepe ivóvizeink minőségének kialakulásában

SZANYI János (MGSz Délalföldi Területi Hivatala): A felszínalatti vízbázisok védelme a legújabb kutatások tükrében

GRUBER György (MGSz Délalföldi Területi Hivatala): A hévíz visszasajtolás tapasztalatai Szentes térségében
LÉNÁRT László (Miskolci Egyetem Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Tanszék): A Bükk-térség fenntartható vízkészlet-gazdálkodása
BIHARI Dániel (Magyar Állami Földtani Intézet): A földtani térképezés eredményeinek felhasználási lehetőségei a területi tervezésben
SZTOJKO István (Ukrán Tudományos Akadémia Ökológiai Intézet): A vízáradások okai az ukrán Kárpátokban és ökológiai intézkedések rendszere azok megakadályozására

C. szekció

Levezető elnök: SÜLI-ZAKAR István (KLTE)
LENCSÉS Gábor (MOL Rt).: A geokörnyezet megismerésének jelentősége a településfejlesztés tervezése során
SÁG László (geológus és közgazdász): A régiók Európája - A régiók Magyarországon - A geokörnyezeti tényezők lehetséges szerepe az eurokonform régiók kialakításában az EU csatlakozásunkig
DOBOS Anna (EKTF Környezettudományi Tanszék): A geokörnyezet szerepe egy bükkaljai település – Cserépfalu – fejlesztési koncepciójának kidolgozásában
SZLABÓCZKY Pál (MÉLYÉPTERV K.M.Rt): Alföldi városi szennyvízkezelő rendszerek fejlesztésénél végzett geomérnöki munkák
FÜLE László (Veszprémi Egyetem Környezetmérnöki és Kémiai Technológiai Tanszék): A sérülékenységi vizsgálatok szerepe a környezetgazdálkodásban
TÉCSY Zoltán (Miskolci Egyetem Földrajz-Környezettani Tanszék): Területminősítés és Földrajzi Információs Rendszer
KUCSORA Sándor (MGSz Délalföldi Területi Hivatala): Rendezési tervek földtani megalapozottsága a Dél-Alföldi régióban
Előzetes program

D. szekció

Levezető elnök: MEZŐSI Gábor (JATE)
GÖÖZ Lajos (BGYTF Földrajz Tanszék): A geotermikus energia feltárásának környezetvédelmi aspektusai
RUDLNÉ BANK Klára (JPTE Regionális Társadalomföldrajzi Tanszék): Új energiagazdasági perspektívák – változó geokörnyezeti nézőpont
TAR Károly (KLTE Meteorológiai Tanszék): A nagyváros környéki szélmező változása a feltételezett éghajlatváltozással összefüggésben
PATZKÓ Ágnes (JATE Kolloidkémiai Tanszék): Tenzidek hatása a talaj vízáteresztőképességére
IVÁNYOSI SZABÓ András (Kiskunsági Nemzeti Park): A Duna–Tisza közi természetvédelmi területek geoökológiája
MUCSI László – MEZŐSI Gábor – RAKONCZAI János (JATE TTK Természetföldrajzi Tanszék): Távérzékeléssel és geoinformatikával támogatott területi tervezés
RAKONCZAI János – MEZŐSI Gábor (JATE TTK Természetföldrajz Tanszék): Területhasznosítási stratégiai térképezés – A geoökológiai térképezés néhány elvi és módszertani kérdése

E. szekció

Levezető elnök: BODOKY Tamás (MÁELGI)
BALOGH Árpád (KTM Környezetvédelmi Főfelügyelőség): Környezetvédelem a keleti határaink mentén
MAJOR Tibor (Alsó-Tisza Vidéki Környezetvédelmi Felügyelőség): Sajátos környezeti problémák az alsó-tisza vidéki régióban
HORNYÁK Margit (KTM Hulladékgazdálkodási Osztály): A hulladékgazdálkodás helyzete és fejlesztési irányai
HOLCZINGER Imre (Magyar Eötvös L. Geofizikai Intézet): A geofizika szerepe geokörnyezeti vizsgálatoknál
LOVÁSZ György (JPTE Természetföldrajz Tanszék): A természeti környezet szerepe néhány dél-dunántúli település fejlődésében
OSZVALD Tamás (MGSz Szakhatósági Osztály): A pincékről és a partfalakról
NAGY János (GEOTESZT Környezetgazdálkodási és Kultúr-Mérnöki Szolgáltató Kft. Budapest): Magyarországi vájt pincerendszerek és mozgásveszélyes partfalak által kiváltott geokörnyezeti problémák

Plenáris Ülés

Levezető elnök: KISS Lajos (KTM)

ARATÓ András (KTM Kelet-Magyarországi Területi Főépítészi Iroda): Állami feladatok a terület- és településtervezés geokörnyezeti megalapozásában

KÖRMENDY János (Győr-Moson-Sopron Megyei Önkormányzati Hivatatal): A geokörnyezet szerepe a megyei területfejlesztési koncepció és a megyei területrendezési terv elkészítésében

TAKÁCS Máté (DÉLTERV Kft. Szeged): Geokörnyezeti szempontok a településtervezésben

REZESSY Géza (MGSz Szakhatósági Főosztály): A földani szakhatóság tapasztalatai és lehetőségei a területhasznosítási eljárásoknál

KNEIFEL Ferenc (MGSz Középdunántúli Területi Hivatal): A területfejlesztést - településrendezést befolyásoló geológiai tényezők és a napi gyakorlat

SÜLI-ZAKAR István (KLTE Társadalomföldrajzi és Területfejlesztési Tanszék): A társadalmi környezet terület- és településfejlesztési jelentősége

SZERI István (Csongrád Megyei Területfejlesztési Tanács): A gazdaság és a gazdasági kamarák szerepe a területfejlesztésben

Plenáris Ülés

Levezető elnök: KERÉNYI Attila (KLTE)

SZALAI Sándor (Országos Meteorológiai Szolgálat): Meteorológiai ismeretek szerepe a területfejlesztésben

HORVÁTH Vera (KTM Felszín Alatti Vizek és Talajvédelmi Osztály): Tartós környezetkárosodások kármentesítési programja

KASSAI Miklós (MGSz Déldunántúli Területi Hivatala): A tervszerű környezetgazdálkodás (környezetfejlesztés - környezetvédelem) földtani megalapozása

PÁSZTI TÓTH Gyula (Csongrád Megyei Területfejlesztési Tanács): Geokörnyezeti adottságok Csongrád megye területi tervezésében

HORVÁTH Benő (Teampannon Kft. Miskolc): A Tisza szerepe a Kárpát-medencében

ERDÉLYI Gáborné (Magyar Geológiai Szolgálat): Geokörnyezeti információk a Földtani Információs Rendszerben, tapasztalataink és terveink a hasznosításuk területén

SCHAREK Péter - TULLNER Tibor (MÁFI): Térinformatikai adatbázisok fejlesztése a Magyar Állami Földtani Intézetben és felhasználási lehetőségeik a területfejlesztésben

Plenáris Ülés

Levezető elnök: KASZAB Imre (JGYTF)

HAVASNÉ SZILÁGYI Eszter (KHVM Vízgazdálkodási Főosztály): A felszín alatti vízbázisok védelme

KERTÉSZ Ádám (MTA Földrajztudományi Kutató Intézet): A Kiskunság földhasznosítási változásai űrfelvételes montírozással

EGERER Frigyes – NEMESÁNSZKY Károly (Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Tanszék): Kerámiaipari hulladéktárolók hatásvizsgálata és rekultivációja

GÁLOS Miklós (BME Mérnökgeológiai Tanszék) – TÓTH István (GREENTECH Kft.): Veszélyes hulladékok elhelyezéséhez szükséges hatásvizsgálat földtani kérdései – Esettanulmányok

HAJDÚNÉ MOLNÁR Katalin (Miskolci Egyetem Földtan–Teleptani Tanszék): Északmagyarországi vulkanoszediment képződmények környezetföldtani értékelése (Otka - T.4425)

HEVESI Attila (Miskolci Egyetem Földrajz-Környezettan Tanszék): 1:10 000-es méretarányú felszínalaktani térképezés eredményei a Bükk-fennsík természetvédelmének szempontjából

RÉTVÁRI László (MTA Földrajztudományi Kutató Intézet): A földrajzi környezet terhelhetőségének néhány elvi és gyakorlati kérdése

Plenáris Ülés

Levezető elnök: SZEDERKÉNYI Tibor (JATE)

JUHÁSZ Ágoston (MTA Földrajztudományi Kutató Intézet): Környezeti krízis térségek vizsgálata a településrendezés és a táji rehabilitáció céljából

KOPPÁNY György (JATE TTK Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék): Az aszályosság előrejelezhetőségének módszerei és alkalmazásuk a Dél-Alföldre

PÁLFAI Imre – TÖRÖK József (ATIVIZIG Vízgazdálkodási Osztály): A területfejlesztés vízföldtani tényezői a Dél-Alföldön

KOZÁK Miklós – PÜSPÖKI Zoltán (KLTE Ásvány- és Földtani Tanszék) – MIKÓ Lajos (MGSz Kelet-Magyarországi Területi Hivatala): Geopotenciál és környezetgazdálkodás Debrecen fejlesztése szempontjából
SÜTŐ László (KLTE Ásvány- és Földtani Tanszék): A geokörnyezet szerepe Szögliget településfejlesztése szempontjából
PÜSPÖKI Zoltán – CSÁMER Árpád (KLTE Ásvány- és Földtani Tanszék) – GYURICZA György (MÁFI): Geológiai környezetelemzés és állapotfelvétel szerepe a borsodi szénmedencék régiófejlesztése kapcsán
MÉSZÁROS Miklós (Babes-Bólyai Tudományegyetem Föld és Őslénytani Tanszék – Kolozsvár): A sótelepek geokörnyezeti szerepe az Erdély medencében
KASZAB Imre: Zárszó
Kiegészítő Program
Poszterkiállítás – A konferencia teljes időtartamában
Szoftver bemutatás

December 8. A szikesedés aktuális problémái címmel előadóülés és évzáró klubdélután

RÉDLY Mariann: Aktuális problémák és nemzetközi együttműködés a szikes talajok kutatásában
VÁRALLYAY György: Sófelhalmozódási és szikesedési folyamatok a Kárpát-medencében
MOLNÁR Béla: A szikesedés és a víz
FILEP György: A szikes talajok kémiai tulajdonságai közötti összefüggés
SÜMEGI Pál: A paleoszikesedés rekonstrukciós lehetőségei
BLASKÓ Lajos: Szikestalaj-javítás és fenntartható mezőgazdaság
KUTI László: Az agrogeológiai térképek és a szikesedés
KATUCZKA Antal: Az időjárási viszonyok hatása a szikestalaj sómérlegére
TÓTH Tibor: A sófelhalmozódás tényezői egy hortobágyi kis mintaterületen
Poszterbemutató. A poszterek megtekintése előtt azokat szerzőik 4-4 percben ismertetik
Évzáró klubdélután: beszámoló az Észak-Erdélyben tett mérnökgeológiai kirándulásról, videofilm és diaképek

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

Február 17. OTKA beszámoló

BODROGI Ilona – FOGARASI Attila – BÁLDINÉ BEKE Mária: Beszámoló a T015783 sz. OTKA (Bakony/Gubbio felső-kréta biosztratigráfiai korreláció) program kongresszusi tevékenységéről

Március 26. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

DULAI Alfréd: Titkári beszámoló
A Szakosztály vezetőségének megválasztása
PÁLFY József: Törött pálcák és párhuzamos krumplik: módszerek a biokronológiai kormeghatározás hibahatárának becslésére

Április 21. Előadóülés

BARBACKA Mária: A stoma ontogenezise júra időszaki Sagenopteris (magvaspáfrány) leveleken
HABLY Lilla: Új adatok a Tardi Agyag Formáció flórájához
ERDEI Boglárka: A magyarországi szarmata flórák revíziójának újabb eredményei
BAJZÁTH Judit: Würm kori flóra és vegetáció Ikrényből

Május 21. Bemutatóval egybekötött előadás

PÁLFY József: Őslénytan az Interneten

Június 16. Előadóülés

MÜLLER Pál: Tízlábú rákok paleocén és eocén korallos képződményekből
HORVÁTH Gábor: Paleobiooptika: Fosszilis állatok látórendszere anatómiájának számítógépes rekonstrukciója

Október 20. Előadóülés

SZENTE István: Fafúró kagylók a Dunántúli-középhegység felső-jurájából
HIR János: A biharium típuslelőhelyének revíziója (T 14412 OTKA kutatási téma záróbeszámolója

November 19. Az MTA Paleontológiai Tudományos Bizottságával közös előadóülés

Elnök: GÉCZY Barnabás

KEDVES Miklós: Fosszilis sporomorfák ultrastruktúra filogéniája

SZABÓ János: Zűrzavar vagy megújulás? Gastropoda filogenetika és osztályozás napjainkban neontológus és paleontológus szemével

VÖRÖS Attila – KOVÁCS Sándor – DOSZTÁLY Lajos – BUDAI Tamás – SZABÓ Imre: Középső-triász biosztratigráfia a Balaton-felvidéken: lesz-e Magyarországon GSSP (globális sztratotípus szelvény és pont)?

MONOSTORI Miklós: A Balaton-felvidéki ladin ostracoda faunák paleoökológiai értékelése

KECSKEMÉTI Tibor: Eocén paleoökológiai rekonstrukció nagy-Foraminifera vizsgálatok alapján

DÁVID Árpád – FÜKÖH Levente: Életnyom vizsgálatok az egri Wind-féle téglagyár malakológiai anyagán

SÜMEGI PÁL – KROLOPP Endre: A Nagyalföld Mollusca-faunájának fejlődéstörténete az utolsó harmincezer évben (két típuspélda alapján)

November 24. Előadóülés

MÉSZÁROS Lukács: Három magyarországi felső-miocén lelőhely Soricidae faunája

DÁVID Árpád: Őslénytani megfigyelések a máltai miocénből

Tudománytörténeti Szakosztály

Január 20. Jelölőgyűléssel egybekötött előadóülés

DOBOS Irma: Budapest fürdőváros képekben (vetítettképes előadás)

Jelölőgyűlés: Jelölések a szakosztályi elnök, titkár és vezetőség személyeire

Február 24. Előadás

PÓKA Terézia: A földtan fejlődési trendjei a Milleneumtól napjainkig

Március 24. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

BÁRDOSSY György: Berthier, Les Baux és a bauxit története

A szakosztály vezetőségének megválasztása

Április 15. Földtani Tudománytörténeti Nap a Magyar Állami Földtani Intézet mongóliai és vietnami expedíciói (1966-1990) címmel

Bevezető: BREZSNYÁNSZKY Károly

I. Kétoldalú (magyar-mongol) földtani térképező és nyersanyagkutató expedíciók (M=1:200 000, Kelet-Mongólia, Szuhe-Bátor megye, 1966–1975.)

BALLA Zoltán: Az I. magyar-mongol expedíció, 1966–1970.

JÁMBOR Áron – HORVÁTH István: A II. magyar-mongol expedíció, 1970–1971.

KOPEK Gábor: A III. magyar-mongol expedíció, 1971–1973.

TÖRÖK Kálmán – PENTELÉNYI László: A IV. magyar-mongol expedíció, 1973–1975.

II. A Nemzetközi Földtani Expedíción belüli expedíciós csoportok

PENTELÉNYI László: Az NFE 1. sz. csoportja, M=1:200 000, Hentej megye, 1976-1978.

SÍKHEGYI Ferenc: Az NFE 6. sz. csoportja, M=1:50 000, Hentej megye, 1979-1980. és 1983-1985.

CSONGRÁDI Jenő: Az NFE 13. és 32. sz. csoportja, M=1:50 000, Hentej megye, 1979-1980. és 1983-1985.

ZSÁMBOK István: Az NFE 19. sz. csoportja, M=50 000, Hentej megye, 1980-1981.

BIHARI Dániel: Az NFE 25. sz. csoportja, M=1:50 000, Kelet-Gobi megye, 1981-1983.

ZSÁMBOK István: Az NFE 4. sz. csoportja, M=1:50 000, 1:10 000, Hentej megye, 1985-1989.

MOLNÁR PÁL: 1:10 000-es méretarányú földtani térképezés és nyersanyagkutatás Hentej megyében, 1989.

SZEBÉNYI Géza: 1:10 000-es méretarányú földtani térképezés és nyersanyagkutatás Hentej megyében, 1990.

VÖRÖS István – BENCE Géza – BARTA András: Bauxitkutató expedíció Dél-Vietnamban, 1985–1987.

Május 26. Előadóülés

VITÁLIS György: Emlékezés MIHÁLTZ István hidrogeológiai munkásságára, születésének 100. évfordulóján
NAGY István Zoltán: 75 éve alakult meg az Országos Magyar Gyűjteményegyetem
DUDICH Endre: A Magyarhoni Földtani Társulat harmadik 50 éve, I. rész

Szeptember 26. Emlékülés Robert TOWNSON "Travels in Hungary" című könyve megjelenésének 200. évfordulója tiszteletére

Társrendezők: Alföldi Területi Szervezet, MTA Debreceni Akadémiai Bizottságának Meteorológiai Szakbizottsága
Hugh TORRENS: TOWNSON's scientific works out of Hungary (University of Keele, Nagy-Britannia)
RÓZSA Péter: A magyarországi tudomány helyzete a XVIII. század második felében (Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen)
PLIHÁL Katalin: KORABINSZKY Magyarország-térképe (Országos Széchenyi Könyvtár, Budapest)
SZÉKELY Kinga – Zbigniew WÓJCIK: TOWNSON látogatása a wieliczkai sóbányában (Barlangtani Intézet, Budapest – Lengyelország)
HADOBÁS Sándor: TOWNSON könyvének barlangtani vonatkozásai (Izsó Miklós Művelődési Ház és Könyvtár, Izsófalva)
HÁLA József: TOWNSON néprajzi megfigyelései (Magyar Állami Földtani Intézet Budapest)
SZÖŐR Gyula: A TOWNSON könyvében közölt geokémiai adatokról (Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen)
PINCZÉS Zoltán – Tadeusz DYGA: TOWNSON kirándulásai a Magas-Tátrában (Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen)
NAGY Miklós: TOWNSON "Regnum Vegetabile"-je (Kossuth Lajos Tudományegyetem-Debrecen)
MERKL Ottó: TOWNSON "Entomológia"-ja (Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest)
TAR Károly – RÓZSA Péter: TOWNSON magyarországi meteorológiai megfigyelései (Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen)
SZAKÁLL Sándor – RÓZSA Péter: TOWNSON "mineralógiai kirándulása" a Tokaji-hegységben (Herman Ottó Múzeum, Miskolc – Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen)
VICZIÁN István: TELEKI Domokos eddig ismeretlen levele Robert TOWNSON könyvéről (Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest)
Az Emlékülés elnöke: DUDICH Endre

Október 13. Előadóülés

MORVAI Gusztáv: A Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció története
NAGY István Zoltán: A paleoentomológia és Pongrácz Sándor
DUDICH Endre – SZÉKYNÉ FUX Vilma: A Magyarhoni Földtani Társulat harmadik ötven éve, II.rész
Az előadások után vezetőségi ülést tartottunk.
Vendégünk volt SOLTI Gábor, a Földtani Kutatás szerkesztője

November 10. Adalékok a magyar ásványtan XVIII. századi történetéhez címmel előadóülés

Társszervezők: Ásványtan-Geokémiai Szakosztály, Koch Sándor Alapítvány
BIDLÓ Gábor: BEKKERHEIM & KRAMP "Kristallographie des Mineralreiches" (Wien, 1793) című művének magyar vonatkozásai
KÁKAY SZABÓ Orsolya – VICZIÁN István: Beszámoló a jénai Ásványtani Társulat megalakulásának 200. évfordulója alkalmából tartott emlékülésről
DEÉ NAGY Anikó (Teleki-Téka, Marosvásárhely): Adalékok a marosvásárhelyi Teleki-féle ásványgyűjtemény történetéhez
VICZIÁN István: TELEKI Domokos elnöksége a jénai Ásványtani Társulatban - a korabeli levelezés tükrében
HÁLA József – NÉMETH Tibor – TERBÓCS Attila: ZAY Sámuel élete és munkássága
Az előadások után szakavatott vezetéssel közösen megtekintettük az Eötvös Loránd Tudományegyetem Ásványtani Tanszéke

Gyűjteményének korabeli relikviáit és kötetlen baráti beszélgetésre vártuk az érdeklődőket.

December 15. Előadóülés

NAGY István Zoltán: 150 éve épült fel a Magyar Nemzeti Múzeum
SZÉKYNÉ FUX Vilma: Magyarhoni Földtani Társulat harmadik ötven éve, III. rész

Alföldi Területi Szervezet

Február 11. Előadóülés – Szeged

Társszervezők: OMBKE Kőolaj-, Földgáz- és Vízbányászati Szakosztálya
PUSKÁS Sándor: Paraffinos kiválások határfelületi és kolloidkémiai tulajdonságainak szerepe a kőolajemulziók szerkezetképzésében
KISS Balázs: Üledékes kőzetek pórusszerkezetének kvantitatív értelmezése

Március 25. Előadóülés – Szolnok

GEIGER János – KISSné VERES Katalin – KURGYIS Péter: Az algyői Algyő-1 és Szőreg-1 telepek közötti pannóniai sorozat szedimentológiai fejlődéstörténete a 3D modellek alapján
FÖLDES Tamás – HNISZné OSVAY Mária: Rezervoár karakterizáció alkalmazása a vízszintes kutak tervezése során

Április 9. A Magyar Állami Földtani Intézet és a SZAB Föld- és Környezettudományi Szakbizottság közös rendezvénye – Szeged

BREZSNYÁNSZKY Károly: A földtani térképezés – múlt és jelen – Magyarországon
KLINGHAMMER István: Napjaink külső hatásai a kartográfiára – Esztétika és harmónia a mai kartográfiában
SIKHEGYI Ferenc – TURCZI Gábor: A földtani térképek tartalmi átalakulása a GIS világába tartva
MEZŐSI Gábor: Geomorfológiai tartalmú digitális térképek
MUCSI László: Tematikus földtudományi térképek űrfelvételek alapján
Kiállítás megtekintése. Vita és konzultáció

KECSKEMÉTI Tibor: Tallózás a magyar mikropaleontológia történetéből
DUDICH Endre: Beszámoló a Tudománytörténeti Szakosztály 1997. évi tevékenységéről
A szakülés után vezetőségi ülés: baráti beszélgetés és az 1998. évi munkaterv megbeszélése.

Május 13. Emlékülés MIHÁLTZ István születésének 100 éves évfordulóján 1897-1997. – Szeged

MOLNÁR Béla: MIHÁLTZ István életútja, szellemi hagyatéka és hatása
SZÓNOKY Miklós: Paleoökológiai rekonstrukciók a DK-dunántúli felső-pannóniai képződményekben
HUM László: A DK-dunántúli löszök szedimentológiai, geokémiai és paleoökológiai kifejlődése
SZÖLLŐSY László: A Pécsvárad környéki fiatal üledékek környezetszennyezés érzékenysége
MOLNÁRné KISS Ágota: Szeged víztermelő kútjainak földtani viszonyai, a város vízellátása
MOLNÁR Béla – DINKA Mária: Karbonátüledékek keletkezése a Fertő magyarországi részén

Május 27. Vezetőségválasztással egybekötött klubnap – Szeged

TÖRÖK Imre György: India–Nepál vetítettképes élménybeszámoló

Szeptember 30. Az OMBKE-val közös előadói ankét

HANYECZ Ernő: Az Orosházi Bányászati Üzem 40 évének története
BONCZ László – CSICSELY György: A Békési medence CH-kutatási közelmúltja és perspektívái
TATÁR Andrásné: Battonya-Pusztafödvári gerinc ÉK-i szárnyának földtana, CH-földtana, elsősorban 3D-mérések és Med jelű fúrások adatai alapján

KUN Mihály: Pusztaszőlősi földalatti gáztároló kútkiképzési gyakorlata, problémái
SZÉKYNÉ FUX Vilma – KOZÁK Miklós – PÜSPÖKI Zoltán: Kelet Magyarország neogén vulkanotektonikája
PÜSPÖKI Zoltán – CSATÓ Béla – CSÁMER Árpád: Dombsági területek környezetföldtani és értékvédelmi problémái

November 27–28. Ankét "Kőolaj- és földgázbányászati integráció '97" címmel - Szolnok

Társrendezők: A Magyar Geofizikusok Egyesülete és Alföldi Csoportja, az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület Kőolaj-, Földgáz- és Vízbányászati Szakosztálya, a Magyar Geofizikusok Egyesülete Szénhidrogén Szakosztálya
PÁL László (MOL Rt. Igazgatóságának elnöke): A MOL privatizációja és hatásai
GULYÁS Tibor (MOL Rt. Stratégiai és kontrolling vezérigazgató-helyettese): Kőolaj- és földgázbányászati integráció a MOL csoport irányításában, MOL Rt. átalakulási folyamata, az anyavállalat és leányvállalatainak kapcsolata, és annak egyre növekvő jelentősége, a felszíni és kútgeofizikával foglalkozó társaságaink és a MOL Rt. kapcsolatrendszere és annak várható átalakulása
MAGYARI Dániel (a MOL Rt. vezérigazgató-helyettese, az upstream üzletcsoport vezetője): A bel- és a külföldi tevékenységek súlypontjának eltolódása a MOL US üzletcsoportjában
KOMLÓSI Zsolt (a MOL Rt. szakértője): A MOL Rt. összehasonlítása más vállalatokkal (benchmarking)
TURAI Endre (Miskolci Egyetem docense): Adat – hír – információ hierarchia és jelentőségük az információ piacán
KISS Bertalan (a MOL Rt. Kútgeofizikai osztályvezetője, az MGE Alföldi csoportjának elnöke): Kőolaj- és földgázbányászati integráció (beajánlás)
Poszterek bemutatása
Esettanulmányok a "kőolaj- és földgázbányászati integráció" tárgyköréből
Baráti találkozó
Zárszó (összegzés, megállapítások, ajánlások, köszönet)
Előadások, viták

Budapesti Területi Szervezet

Február 26. Vetítettképes előadás

CSILLAG Gábor: Marokkó geológus-geomorfológus szemmel

Április 14. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

A leköszönő vezetőség beszámolója az elmúlt három évben végzett tevékenységről
A jelölőbizottság jelöléseinek ismertetése, új jelölések
WEISZBURG Tamás: Fosszilis glaukonitok és szeladonitok, mint a geológusok eszközei
A választások eredményének ismertetése

Május 7. OTKA beszámoló

KORPÁS László – LANTOS Miklós – LELKES György – NAGYMAROSI András: A Budai-hegységi felső-eocén – alsó-oligocén integrált sztratigráfiája. Korai karib típusú paleokarszt a Szépvölgyi Mészkőben (Beszámoló a T. 14883 sz. OTKA kutatási téma eredményeiről)

Május 9–10. "A Gerecse mezozoos kifejlődési típusai és szerkezetalakulása" címmel terepbejárás közös szervezésben a Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezettel és az Általános Földtani Szakosztállyal

A kirándulást vezetik: CSÁSZÁR Géza és FODOR László
Útvonal: Budapest – Szomor – Lábatlan (Bersek-hegy – Tölgyhát – Nyagda-völgy – Köszörűkőbánya) – Pusztamarót
Az este folyamán Pusztamaróton a témakörhöz kapcsolódó előadások hangzanak el
Pusztamarót – Pisznice – Vöröshíd – Bagoly-völgy – Szél-hegy – Tardos – Szomód – Budapest

Október 27. Előadóülés

HAAS János – CSÁSZÁR Géza: Sümeg'97. A szekvencia-sztratigráfiai elemzés jelenlegi helyzete
CSÁSZÁR Géza – ÁRGYELÁN Gizella – FOGARASI Attila: Kísérlet a szekvencia-sztratigráfia alkalmazására a dunántúli-középhegységi kréta képződményekben

December 17. Évzáró klubdélután: a szakmai programról a területi szervezet vezetősége gondoskodik

Dél-dunántúli Területi Szervezet

Június 10. Előadóülés

KASZÁS Ferenc: A BCM Rt. (Beremendi Cement és Mészipari Rt.) nagyberuházási területének földtani és geotechnikai feldolgozása

Október 14. Előadóülés

BENKOVICS László – KONRÁD Gyula: Újabb üledékföldtani és tektonikai eredmények a mecseki triászból

Észak-magyarországi Területi Szervezet

Március 27. Vezetőségválasztással egybekötött előadóülés

MADAI László: A földtani kutatás helyzete a Mátrai Erőmű Rt. érdekeltségi területén
Vezetőségválasztás

Április 24. Előadóülés

Az M3 autópálya és miskolci bevezető szakaszának építésföldtani értékelése (felkért előadókkal)

Június 12. AZ OMBKE mátrai csoportjával közös előadóülés - Parádfürdő

LOIS László: Adalékok a recski privatizációhoz
KUN Béla: Recsk privatizációs gondjai
SZEBÉNYI Géza: A recski mélyszinti kísérleti érctermelés földtani tapasztalatai
FÖLDESSY János: Lahóca-aranyércesedés – földtan – ércvagyon
KECSETI Sándor: Recsk-Dél aranyércesedés

Október 30. Előadóülés a GEOKOMPLEX Kft. kutatási eredményei címmel

PATAKI András – TÓTH Gyula: A mátrabükkaljai lignitkutatás
LATRÁN Béla: Kis települések egészséges vízellátása
DEÁK János: A miskolctapolcai várhegyi kőbánya tájrendezése

December 11. Évzáró klubdélután

KERTÉSZ Pál: Japán csodálatos vulkánjai

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

Február 6. Előadóülés a Káli-medence földtani természetvédelmi kérdései címmel

Társszervezők: Közép-dunántúli Természetvédelmi Igazgatóság, Magyar Állami Földtani Intézet, Veszprémi Akadémiai Bizottság Földtani Munkabizottsága

Március 27. A VEAB Földtani Munkabizottsággal közös beszámoló ülés az 1996. évi földtani tevékenységről

December 11. Diavetítés

FUTÓ János: Látogatás a pokol tornácán (olaszországi vulkánok)

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, illetve angol nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Eseti megítélés alapján a szerkesztőbizottság összefoglaló jellegű cikkek közléséhez is hozzájárulhat.

Az elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A szerkesztőbizottság elfogadhatja közlésre magyar vagy külföldi szerző külföldi tárgyú cikkét is. A kéziratok lehetnek: értekezések, rövid közlemények, könyvismertetések, vitairatok. Ez utóbbiak a vitatott cikkek megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhetők be. Ez esetben a szerzők lehetőséget kapnak arra, hogy válaszukat a vitázó cikkel együtt jelentessék meg. A tanulmányok maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, tábla). Ezt meghaladó tanulmányok csak abban az esetben közölhetők, ha a szerző a különbözet térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény.

A mindenkori tényleges nyomtatási költség 2/3-ának megfelelő pénzügyi támogatás esetén a szakmailag megfelelő minőségű cikk vagy önálló kötet közreadási preferenciát élvez.

A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, mindkét esetben magyar és angol összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás az elfogadás után is elkészíthető, és ez a szerző feladata.

A magyar (és/vagy angol) nyelvű kéziratot három példányban kell a technikai szerkesztőhöz eljuttatni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű fénymásolat, ill fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen. A másik két példányhoz tartozó anyagok lehetnek jó minőségű másolatok is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

Előnyt élveznek a lektorálás és javítás után mágneslemezen visszaküldött kéziratok. (Néhány éves átmeneti periódus után a jelenleg csak javasolt megoldás követelménnyé válik.) A lemezhez egy kinyomtatott példányt kell mellékeni, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek egyértelműen jelölve vannak.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat benyújtható, de elsősorban a Word változatok használata javasolt. A lemezen fel kell tüntetni a szövegszerkesztő program típusát és verziószámát. A kézirat részei (**kötelező**, javasolt):

a) **Cím**	g) A téma kifejtése - megfelelő alcím alatt (diszkusszió)
b) **Szerző(k), postacímmel**	h) **Eredmények, következtetések**
c) **Összefoglalás**	i) Köszönetnyilvánítás
d) **Bevezetés, előzmények**	j) **Hivatkozott szakirodalom**
e) Módszerek	k) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
f) Adatbázis, adatkezelés	l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számok jelölik. Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az ábra eredeti mérete legalább 30%-kal haladja meg a közlés méretét. A fényképtáblákat kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben (126x196mm) kell elkészíteni. Kihajtós táblázat nem, kihajtós térkép is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján fogadható el. Színes térkép vagy fényképtábla csak a szerző költségén közölhető. A cikk elfogadása esetén a nyomdakész rajzok előállítása a szerző feladata.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával lehet hivatkozni az alábbi példák szerint: Radócz (1974) Galácz & Vörös (1972), Kubovics et al. (1987).

Példák a bibliográfiai adatok közlésére:

a) cikkek: Jaskó S. 1986: A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). – *Földtani Közlöny* **118/4**, 325–332 (in Hungarian with English abstract).

b) kötetben közölt tanulmányok: Benson, R.H., Gould, S.J., Smith, W.A. 1984: Perfection, continuity and common sense in historical geology. – In: Berggren, W.A., Van Couvering, J.A. (Eds): *Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism.* Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek: Földváry, G.Z. (1988): Geology of the Carpathian Region. – World Scientific, Singapore, 571 p.

A folyóirat nevének rövidítése kerülendő. A horvát, román, szlovák, stb. ékezetek lehetőség szerint a lemezen is rögzítendők. Ennek hiányában a kéziraton kell egyértelműen jelölni. Cirill betűs munka esetén (ha nincs latin betűs címe) az eredeti címet, angol írásmód szerinti átírásban, szögletes zárójelben, valamint angol fordításban is meg kell adni. Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny

Vol. 129. 4. 1999

Tartalom – Contents

tisza NYOMDA KFT